

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

ЛИТОСФЕРА

Том 18 № 1 2018 Январь—Февраль

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

Russian Academy of Sciences
Urals Branch
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 18 No 1 2018 January—February

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2018. Том 18, № 1

Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерогенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методик

Главные редакторы В.А. Коротеев, С.Л. Вотяков
Заместитель главного редактора Г.Б. Ферштатер
Ответственный секретарь Г.А. Мизенс
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; В.А. Верниковский, ИНГиг СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Э.Ф. Емлин, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Зайков, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Менг, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.В. Мурзин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.М. Нечеухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Огородников, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Селтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, Миасс, Россия; Ю.В. Хачай, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Б.И. Чувашов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карлетон Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45
Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте <http://lithosphere.ru>

Адрес редакции: 620016, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2018. Volume 18, No 1

Scientific journal. Issued 6 times a year
Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of Russian Academy of Sciences (IGG UB RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Editors-in-chief Viktor A. Koroteev, Sergei L. Votyakov
Deputy Editor-in-chief German B. Fershtater
Secretary Gunar A. Mizens
IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi Science Centre UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Fernando Bea (Granada University, Spain); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia); Eduard F. Emlin (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Viktor V. Zaikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kirill S. Ivanov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobae (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fun Meng Vong (Institute of Geology of Chinese Academy of Geological Sciences, China); Valerii V. Murzin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor M. Necheukhin (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vitalii N. Ogorodnikov (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (Institute of Geology, Ufiman Science Centre of RAS, Ufa, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Nature History Museum, London, Great Britain); Sergei D. Sokolov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Jurii V. Khachai (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Boris I. Chuvashov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Richard Ernst (Scientist in Residence, Dept. of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg, 620016, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: <http://lithosphere.ru>

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles

СОДЕРЖАНИЕ

Том 18, № 1, 2018

Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое <i>С. Г. Самыгин</i>	5
Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем <i>Ю. К. Советов</i>	20
Петрология Ялуниногорского гранитоидного массива (Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона, Средний Урал) <i>С. В. Прибавкин, И. А. Готтман, А. В. Коровко</i>	46
Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал) <i>С. В. Мичурин, А. А. Шарипова, М. Т. Крупенин, Д. А. Замятин, А. М. Мусина, В. А. Попов</i>	61
Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) <i>Л. Н. Морозова</i>	82
Геолого-структурное положение кварцево-жильных образований Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Южный Урал) как результат полихронного и полигенного генезиса <i>В. Н. Огородников, А. Н. Савичев, Ю. А. Поленов</i>	99
Кварцевые жилы южной части Адыча-Эльгинского антиклинория и зоны Адыча-Тарынского разлома, Якутия <i>О. А. Суставов</i>	111
Минералогия марганцевых скарнов, генетически связанных со щелочными гранитами (на примере Уфимского рудника, Южный Урал) <i>А. И. Белковский, А. Р. Нестеров</i>	127
Особенности вещественного состава и перспективы использования отходов вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков <i>А. Л. Котельникова, В. Ф. Рябинин</i>	133
Гидрогеоэкологическая оценка состояния пресных вод Надым-Пурской и Пур-Тазовской нефтегазоносных провинций Ямало-Ненецкого автономного округа в связи с интенсивной разработкой месторождений углеводородов <i>А. А. Ястребов, Ю. К. Иванов</i>	140
Потери науки	
Памяти Виктора Владимировича Зайкова	145
К сведению авторов	147

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 2-е полугодие 2018 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – 10657)

Contents

Volume 18, No 1, 2018

Structural peculiarities and geodynamic evolution of Taimyr Peninsula in the Neoproterozoic <i>S. G. Samygin</i>	5
Sedimentology and stratigraphic correlation of Vendian deposits in the southwestern Siberian Craton: Major contribution of an exocratonite clastic source to sedimentary systems <i>J. K. Sovetov</i>	20
Petrology of Yaluninogorsk granitoid massive (Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, Middle Urals) <i>S. V. Pribavkin, I. A. Gottman, A. V. Korovko</i>	46
Sulfide mineralization, native gold and its geochemical connections in the Riphean deposits of the Avzyan ore-bearing region (the Southern Urals) <i>S. V. Michurin, A. A. Sharipova, M. T. Krupenin, D. A. Zamyatin, A. M. Musina, V. A. Popov</i>	61
Lithium Kolmozero deposit of rare metal pegmatites: New data on rare element composition (Kola Peninsula) <i>L. N. Morozova</i>	82
Geological and structural position of quartz-vein formations of Ufalei gneiss-magmatite complex (the Southern Urals) as a result of polychronic and polygenic genesis <i>V. N. Ogorodnikov, A. N. Savichev, Yu. A. Polenov</i>	99
Quartz veins at the southern part of Adycha-Elgi anticlinorium and zone of Adycha-Taryn fault, Yakutia <i>O. A. Sustavov</i>	111
Mineralogy of manganese skarns, genetically related to alkaline granites (on the example of the Ufa mine, Southern Urals) <i>A. I. Belkovsky, A. R. Nesterov</i>	127
The composition features and perspective of use for the copper slag recycling waste <i>A. L. Kotelnikova, V. F. Ryabinin</i>	133
Hydrogeoecological estimation of the fresh waters state of the Nadym-Pursk and Pur-Taz oil and gas provinces of the Yamal-Nenets Autonomous District in connection with intensive mining of hydrocarbon deposits <i>A. A. Yastrebov, Yu. K. Ivanov</i>	140

Losses of Science

In Memory of Viktor Vladimirovich Zaikov	145
Author's note	147

Orders

You can order the current and the proceeding numbers of the journal by post or fax from:
15, Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, 620016, Russia.
Tel: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

УДК 551.24:551.72(571.511)

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ТАЙМЫРА В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

© 2018 г. С. Г. Самыгин

*Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, пер. Пыжевский, 7,
e-mail: la_sadovskaya@mail.ru*

Поступила в редакцию 10.04.2017 г.; принята к печати 29.05.2017 г.

Рассмотрены соотношения структурно-формационных комплексов неопротерозоя на северо-востоке Таймырского позднегерцинского складчато-надвигового пояса, где в пределах Центрально-Таймырской зоны широко распространены докембрийские образования различных геодинамических зон, характеризующие континентальный массив, островную дугу с тыловой рифовой грядой и задуговый бассейн. Установлено, что фрагменты континентального массива с вулканогенно-осадочным чехлом, появившимся в первой половине позднего рифея, находятся в аллохтонном залегании. Впервые выделены конседиментационные пластины и постседиментационные тектонические покровы. Их вмещают и подстилают толщи задугового бассейна, накопление которых происходило в конце позднего рифея–начале венда. Отмечена специфика осадконакопления в задуговом бассейне, связанная с процессами надвигания. Выявлены два разновозрастных латеральных ряда палеоструктур: 1) океаническая плита–континентальный массив с надсубдукционным вулканоплутоническим поясом и аккреционной призмой перед его фронтом; 2) островная дуга, заложившаяся на аккреционной призме,–задуговый бассейн с новой океанической корой–континентальный массив. В середине венда произошло надвигание континентальных масс в сторону островной дуги, затем вся территория Центрально-Таймырской зоны была охвачена дислокациями и превращена к позднему венду в байкальский аккреционный пояс, нарастивший Сибирский кратон в качестве пассивной окраины. Указана вероятная причина образования байкалид на Таймыре.

Ключевые слова: неопротерозой, палеоструктура, байкальский тектогенез, тектонические покровы, олистолиты

STRUCTURAL PECULIARITIES AND GEODYNAMIC EVOLUTION OF TAIMYR PENINSULA IN THE NEOPROTEROZOIC

Sergei G. Samygin

*Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russia,
e-mail: la_sadovskaya@mail.ru*

Received 10.04.2017; accepted 29.05.2017

Structural relationships between the Neoproterozoic rock complexes of a continental massif, island arc with rear reef and back-arc basin geodynamic affinities are described and considered in this work based on field observations within the northeastern segment of the Central Taimyr tectonic zone distinguished in the late Hercynian fold-thrust belt of Taimyr Peninsula. As established for the first time, rock complexes of the continental massif with the early Late Riphean (Tonian–Cryogenian) volcanogenic-sedimentary cover occur in the study region as allochthonous syn- and post-sedimentary thrust sheets buried in or thrust over deposits of a back-arc basin, which accumulated in the terminal Late Riphean (Cryogenian)–initial Vendian (Ediacaran). Some sedimentary events in the basin observed as a result of thrusting. These and other results of observations elucidate important details of the tectonic development in the Late Precambrian, when two lateral ensembles of the Neoproterozoic structures originated in the region. In the first half of the Neoproterozoic, the regional tectonic ensemble included the oceanic plate abutting on the continental massif with the suprasubduction volcano-plutonic belt and accretionary wedge in front of it. The subsequent system of an island arc upon accretionary wedge and marginal back-arc basin with new oceanic crust originated in the second half of the Neoproterozoic and existed approximately till the mid-Ediacaran phase of the intense formation of arc-ward vergenced thrust sheets and folds. The next Late Baikalian phase of tectogenesis turned the Central Taimyr zone into the accretionary orogen merged into the Siberian craton as the newly formed part of the passive continental margin. Probable cause of the Baikalides origin is observed too.

Keywords: Neoproterozoic, Baikalian tectogenesis, paleostructure, thrust sheet, olistolith

Для цитирования: Самыгин С.Г. (2018) Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое. *Литосфера*, 18(1), 5–19. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-005-019

For citation: Samygin S.G. (2018) Structural peculiarities and geodynamic evolution of Taimyr Peninsula in the Neoproterozoic. *Litosfera*, 18(1), 5–19. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-005-019

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы, судя по количеству публикаций, заметно возрос интерес к геологии Арктики. Важное место в этом обширном регионе занимает полуостров Таймыр, через территорию которого почти на 1000 км протягивается складчато-надвиговый пояс, возникший в байкальскую эпоху в конце неопротерозоя и окончательно оформившийся спустя более 300 млн лет в позднегерцинскую эпоху в конце палеозоя–начале мезозоя. Повышенное внимание привлекают к себе докембрийские комплексы. Получены многочисленные данные по их геохронологии, петрологии и геохимии. Гораздо меньше работ, касающихся тектоники древних толщ [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001; Проскурнин и др., 2014]. Однако в этих работах в основном декларируется лишь общая идея тектонического скупивания и формирования в венде аккреционного пояса без указания деталей его внутреннего строения. Постулируемые предложенной моделью покровные структуры представлены не были. Единственное исключение – описание в центральной части Таймыра тектонического покрова, представленного рифейским гранитно-метаморфическим комплексом, который надвинут (без указания времени надвигания) на метаосадочные породы позднего рифея–венда [Махлаев, 1988].

В настоящей статье приводятся изученные автором примеры существования различных – конседиментационных и постседиментационных – покровов, образовавшихся в самом конце докембрия, указана вероятная причина их появления и изложена новая версия тектонического развития региона в неопротерозое. В основу построения положены результаты исследований автора на северо-востоке Таймыра.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТАЙМЫРА

В Таймырском складчато-надвиговом поясе выделяются три основные зоны – Северо-, Центрально- и Южно-Таймырская, разделенные разноамплитудными надвигами южной вергентности [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; и др.].

Северо-Таймырская зона

Северо-Таймырская зона (см. вставку на рис. 1) сложена терригенным флишомидным комплексом, метаморфизованным от зеленосланцевой фации до амфиболитовой. Возраст осадков определяется как поздний рифей–поздний кембрий [Lorenz et al., 2008]. На западе зоны известны выходы измененных вулканогенных и интрузивных пород островодужной природы, радиометрически датированных поздним рифеем–ранним вендом [Pease, Persson, 2006].

Широкое участие в строении Северо-Таймырской зоны принимают гранитоиды позднего палеозоя. Их становление происходило в интервалах 306–275 и 265–250 млн лет [Верниковский, 1996].

Центрально-Таймырская зона

В Центрально-Таймырской зоне преобладают образования **неопротерозоя**. Они представлены разнородными структурно-формационными комплексами с различными типами разрезов, имеющими разную геодинамическую природу [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2014]. Среди них присутствуют в разной степени метаморфизованные породы континентальных блоков, островной дуги, строматолитового рифа и задугового бассейна.

Континентальные блоки являются фрагментами более крупного массива. В их сложении доминируют гнейсы и кристаллические сланцы, интрузивные граниты, гранитогнейсы и мигматиты, реже встречаются ортоамфиболиты, кварциты и мраморы. Согласно данным цирконологии, внедрение гранитов произошло 846–833 млн лет назад [Проскурнин и др., 2014]. Высказано предположение о формировании гранитов за счет переработки высоко метаморфизованного субстрата мезо- и палеопротерозойского возраста [Верниковский, 1996; Pease et al., 2001].

Островодужный комплекс изменен в зеленосланцевой фации метаморфизма. Вулканыты относятся к дифференцированной известково-щелочной серии, местами встречаются толеитовые базальты и шошониты [Уфлянд и др., 1991]. На крайнем северо-востоке Таймыра породы основного и кислого состава прорываются плагиогранитами, возраст которых по цирконам равен 740 ± 38 и 755.1 ± 7 млн лет [Верниковский, 1996; Vernikovsky et al., 2004]. U-Pb методом вулканокластика в комплексе датируется 662 ± 9 млн лет, а наиболее поздние проявления кислого вулканизма – 627 ± 7 , 625 ± 4 и 599 ± 4 млн лет [Pease, Persson, 2006].

К тыловой островодужной структуре следует относить протяженную рифовую гряду, сложенную доломитами, известняками, реже мергелями и известковистыми сланцами, которые по строматолитам и микрофитолитам датируются поздним рифеем [Геологическое строение..., 1986]. Вверху карбонатного разреза присутствуют маломощные потоки субщелочных трахибазальтов, прослои шлаковых туфов, дайки и неки основного состава. Выходы этого мелководного комплекса примыкают с юга к образованиям островной вулканической дуги, отделяя их от задугового бассейна.

Комплекс задугового бассейна сложен алевроитоглинистыми сланцами и туфогенно-кремнистыми осадками с горизонтами вулканомиктовых турбидитов и калькаренинов. Встречаются неболь-

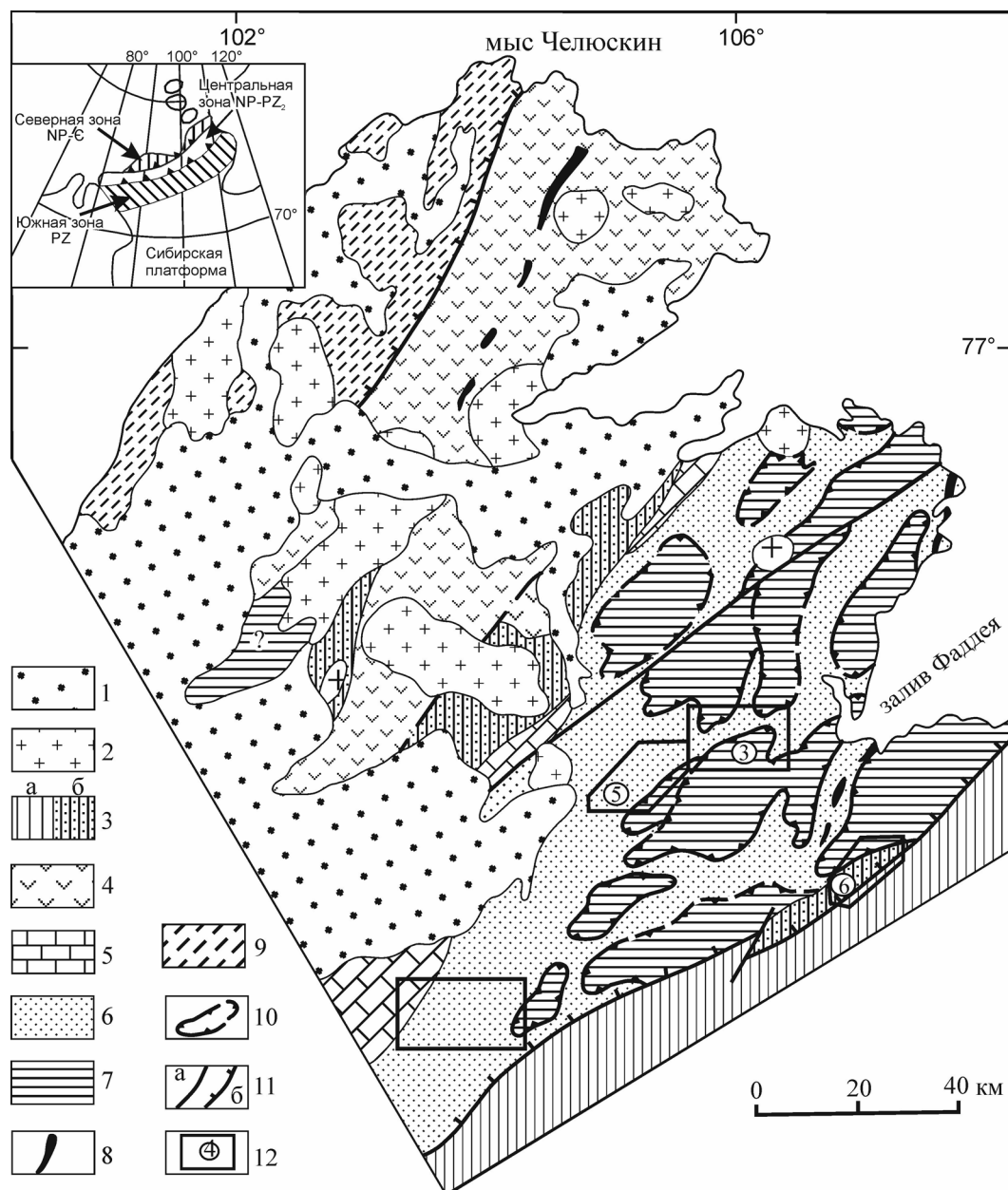


Рис. 1. Распространение формационных комплексов на северо-востоке Таймыра.

1 – юрско-кайнозойский чехол; 2 – позднепалеозойские гранитоиды; 3 – осадочные комплексы ордовика–девона (а) и позднего венда–среднего девона (б); 4–8 – допоздневендские комплексы Центрально-Таймырской зоны: 4 – островодужный ($R_3^2-V_1$), 5 – рифовой гряды (R_3^2), 6 – задугового бассейна ($R_3^2-V_1$), 7 – континентального массива (MP, R_3^1), 8 – офиолиты в основании островодужного и задугового комплексов; 9 – флишовой комплекс (R_3-E_3) Северо-Таймырской зоны; 10 – границы вендских покровов; 11 – основные позднегерцинские разломы (а), в том числе надвиги (б); 12 – контуры рисунков 3, 5, 6.

Fig. 1. Distribution of rock complexes on the northeast of Taimyr.

1 – Jurassic–Cenozoic cover; 2 – Late Paleozoic granitoids; 3 – Ordovician–Devonian (a) and Late Vendian–Middle Devonian (b) sedimentary complexes; 4–8 – pre-Late Vendian complexes of Central Taimyr zone: 4 – island-arc volcanics ($R_3^2-V_1$), 5 – carbonates of reefal belt (R_3^2), 6 – deposits of back-arc basin ($R_3^2-V_1$), 7 – rocks of the continental massif (MP, R_3^1), 8 – ophiolites at the base of island-arc and back-arc basin complexes; 9 – flyschoid complex (R_3-E_3) of North Taimyr zone; 10 – undaries of Vendian thrust sheets; 11 – Late Hercynian faults (a) and thrust faults (b); 12 – contours of in the Figures 3, 5, 6.

шие изолированные ареалы вулканогенных пород островодужного типа. Комплекс метаморфи-

зован преимущественно в зеленосланцевой фации, вверху изменения достигают лишь пренит-

пумпеллиитовой фации. Верхняя треть разреза комплекса датируется по акритархам как поздний рифей–венд [Samygin, 2014].

На породах неопротерозоя несогласно залегают неметаморфизованные осадки **позднего венда–среднего палеозоя** [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Vernikovskiy et al., 2004]. Базальная грубообломочная пачка сменяется терригенно-карбонатными мелководными отложениями (V_2 – ϵ_2) и более глубоководными углеродисто-глинистыми сланцами с горизонтами фтанитов (ϵ_3 – D_2 , на западе включая C_1). На востоке базальная пачка местами отсутствует.

Южно-Таймырская зона

В этой зоне распространены ордовик-среднекаменноугольные преимущественно карбонатные осадки, которые отлагались на шельфе Сибирского палеоконтинента. На юге карбонатный разрез надстраивается прибрежно-морскими терригенными отложениями верхнего карбона–нижней перми, сменяющимися верхнепермскими угленосными осадками и траппами нижнего триаса [Геологическое строение..., 1986; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996].

Соотношения между различными структурно-формационными комплексами, возникшие в байкальскую эпоху тектогенеза, лучше всего сохранились на северо-востоке Центрально-Таймырской зоны, где в меньшей степени проявились позднегерцинские дислокации. Здесь значительная часть территории имеет допоздненвендскую покровную структуру.

СТРОЕНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОЙ ЗОНЫ

Блоки континентального массива

Высоко метаморфизованные и гранитизированные кристаллические породы составляют серию изолированных друг от друга и в разной степени сближенных выходов, часто с извилистыми в плане контурами (см. рис. 1). На кристаллическом комплексе некогда единого массива резко несогласно залегает фрагментарно сохранившийся осадочный чехол, образование которого происходило в наземных и мелководных условиях. Базальная толща накапливалась, по-видимому, в разрозненных грабенах. Она имеет очень изменчивую мощность, состоит из кварцевых и аркозовых песчаников, гравелитов, полимиктовых конгломератов (вплоть до валунников) и венчается пачкой доломитов (рис. 2). Грубообломочный материал сложен плохо сортированными и в разной степени окатанными продуктами размытия комплекса основания, цемент часто

гематитизирован. Выше отлагались терригенные осадки преимущественно кварц-плагиоклазового состава, нередко с карбонатным цементом; в гальке встречаются породы не только фундамента, но и подстилающего разреза. Характерны кремнекислые вулканиты – флюидальные лавы, различные туфы, тела фельзитов, плагиофиов и ортофиов, – а также продукты их перемыва, прослаивающие осадочный чехол. U-Pb возраст риолитов по циркону колеблется от 869 ± 3 до 823 ± 5 млн лет [Проскурнин и др., 2014].

Породы чехла претерпели зеленосланцевый метаморфизм и превращены в кварциты, мраморы и порфиroidы. Метавулканитам комагматичны обнажающиеся обычно среди пород фундамента зеленосланцево измененные лейкократовые порфиroidные граниты с возрастом 846 ± 11 и 833 ± 5 млн лет, отнесенные к I-типу известково-щелочной серии [Проскурнин и др., 2014]. Таким образом, формирование карбонатно-терригенного чехла на континентальном массиве сопровождалось магматической активностью, которая привела в позднем рифее к появлению вулканоплутонической ассоциации, имевшей, скорее всего, надсубдукционную природу [Samygin, 2014]. Наиболее молодые образования среди блоков массива – изредка встречающиеся маломощные дайки и силы метадиабазов, секущие породы как фундамента, так и чехла.

Островная дуга

Вулканическая островная дуга существовала на Таймыре в конце рифея–начале венда в интервале примерно 750–600 млн лет (см. раздел “Тектоническая зональность...”). Вблизи границы с Северо-Таймырской зоной присутствуют реликты довольно крупных поли- и монокристаллических построек осевой части дуги, которые нередко функционировали в субэвральном условиях. Более ранние продукты извержений представлены породами, варьирующими по составу от базальтов до андезитов, среди более поздних преобладают краснокаменно измененные вулканиты дацит-риолитового ряда, встречаются игнимбрииты [Геологическое строение..., 1986]. Разрез завершается грубообломочной, фациально изменчивой толщей, возникшей в результате глубокого размыва вулканических сооружений (см. рис. 2). Юго-восточнее распространены редкогалечные и галечно-валунные конгломераты с обильным алеврито-глинистым матриком, характерные для канальных фаций подводных конусов выноса, которые разносили грубообломочный материал по склону островной дуги. Обломочная толща постепенно сменяется здесь песчанистыми доломитами, затем калькаренидами со следами оползания.

На севере островодужного комплекса вскрываются фрагменты его основания. Фундаментом

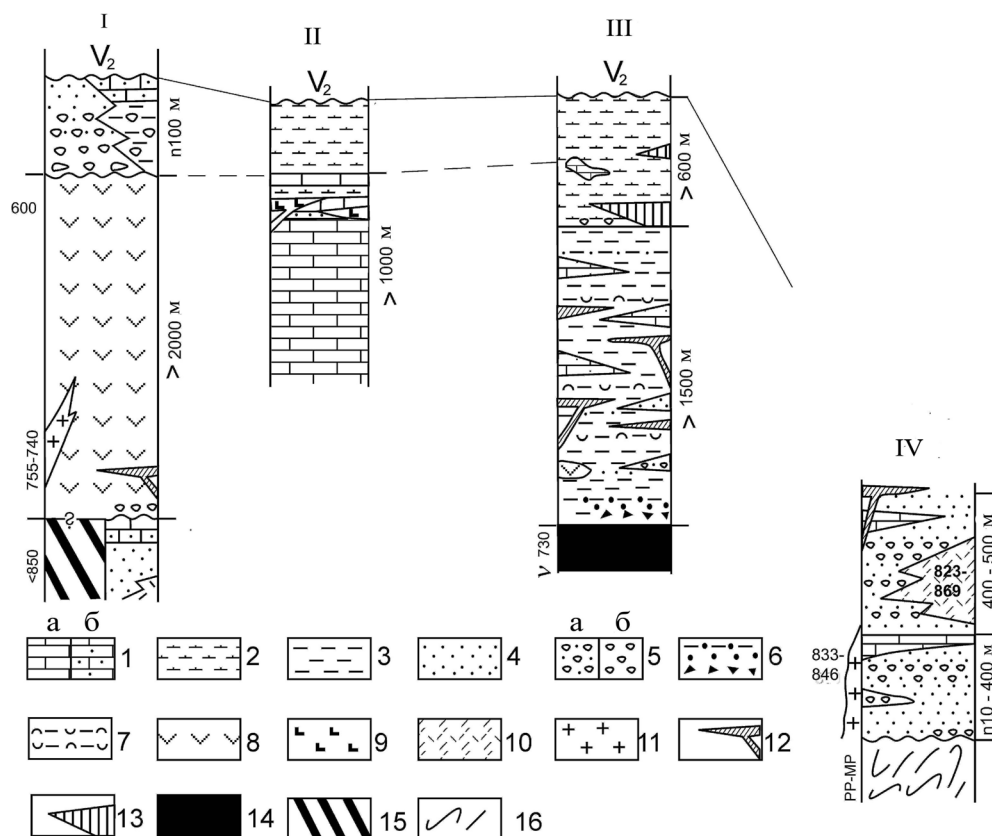


Рис. 2. Обобщенные разрезы допоздненденских комплексов на северо-востоке Центрально-Таймырской зоны: I – островной дуги, II – рифовой гряды, III – задугового бассейна, IV – континентального массива.

1 – карбонатные породы (а), в том числе обломочные и с примесью терригенного материала (б); 2 – пестроцветные известковистые глинистые и алевроитовые сланцы; 3 – углеродисто-глинистые сланцы, прослои фтанитов; 4 – песчаники; 5 – гравелиты (а), конгломераты, галька и валуны в микститах (б); 6 – эдафогенные конгломерекции, песчаники, алевролиты; 7 – туфогенно-кремнистые осадки; 8–10 – вулканиты: 8 – дифференцированные островодужные, 9 – субщелочные основного состава, 10 – кислые вулcano-плутонического пояса; 11 – граниты; 12 – силлы и дайки диабазов и габбро-диабазов; 13 – оползневые аллохтонные породы; 14 – офиолиты; 15 – аккреционная призма; 16 – кристаллический комплекс. Цифры в колонках и слева от них – геохронологический возраст пород, млн лет.

Fig. 2. Generalized lithostratigraphic columns of pre-Late Vendian complexes studied on the northeast of Central Taimyr zone: I – island-arc, II – reefal belt, III – back-arc basin, IV – continental massif.

1 – carbonate rocks (a), including clastic varieties with siliciclastic admixture (b); 2 – variegated calcareous, argillaceous and silty shales; 3 – black argillaceous shales with phthanite interlayers; 4 – sandstones; 5 – gravelstones (a), conglomerates or pebbles and boulders in mixtites (b); 6 – edaphogenic breccia-conglomerates, sandstones, and siltstones; 7 – tuffaceous cherty sediments; 8–10 – volcanic rocks: 8 – differentiated island-arc, 9 – subalkaline basic, 10 – silicic lavas of volcano-plutonic belt; 11 – granites; 12 – diabase and gabbro-diabase sills and dykes; 13 – slumped allochthonous rock units; 14 – ophiolites; 15 – accretionary wedge; 16 – crystalline complex. Figures inside and to the left of columns designate geochronological age, Ma; v – gabbro; PP-MP – Paleoproterozoic-Mezoproterozoic; V₂ – Late Vendian.

служила аккреционная призма, которая сформировалась ранее у края континентального массива перед фронтом надсубдукционного вулcano-плутонического пояса, возникшего в интервале 870–820 млн лет. Обнажающаяся часть этой призмы достигает 4 км в поперечнике и состоит из вертикальных и круто падающих тектонических пластин и линз мощностью до 500 м. В их сложении участвуют серпентинизированные ультрабазиты, массивные и полосчатые габбро, метаморфизованные толеитовы базальты и измененные габбро-диабазы офиолитовой ассоциации, а также серпентинито-

вый меланж. Их разделяют и окаймляют чешуи осадочных пород, состав и литологические особенности которых указывают на континентальное происхождение последних. К югу от мыса Челюскин (см. рис. 1) это сильно рассланцованные вулканомиктовые и туфогенные песчаники кислого состава, тонко переслаивающиеся с туфопелитами и туфосилицитами. Характерны прослои углеродисто-глинистых сланцев, иногда с редкой галькой и валунами серпентинитов. Встречаются также кварцитовидные аркозовые, кварц-плагиоклазовые и кварцевые песчаники, обломочные известняки с

зернами кварца, аналогичные осадкам чехла континентальных блоков.

Очевидно, в аккреционную призму, формировавшуюся у края континентального массива до появления палеодуги, были включены фациальные разновидности его осадочного чехла, в том числе продукты перемыва энсиалического вулканоплутонического пояса. Эти осадки накапливались вместе с мелкой пирокластикой в верхней части континентального склона. Часть из них переместилась вниз по склону к его подножию, где в более глубоководной обстановке была прослоена темными глинистыми илами. Об этом дополнительно свидетельствует присутствие среди среднезернистых песчаников интракластов углеродисто-глинистых сланцев. Пластины и клинья офиолитов являются фрагментами дезинтегрированного разреза океанической коры бассейна, находившегося перед аккреционной призмой. Sm-Nd модельный возраст этой коры равен 785–850 млн лет [Vernikovsky et al., 2004].

Задуговой бассейн

Осадочный комплекс задугового бассейна представлен двумя литостратиграфическими единицами [Samygin, 2014]: нижней черносланцевой и верхней пестросланцевой (см. рис. 2). Нижняя толща состоит из углеродисто-глинистых сланцев, прослоенных фтанитами и содержащих пачки карбонатных турбидитов. Встречаются горизонты и линзы туфосилицитов, мелкообломочных тефроидов и вулканомиктов среднего состава, гораздо реже – кислых пепловых туфов, связанных с функционированием локальных внутрибассейновых центров вулканизма. Присутствует также кварцевый, аркозовый и кварцитообломочный материал преимущественно алевроитовой и псаммитовой размерности, источником которого служил континентальный массив, откуда такой материал выносился автокинетическими потоками и рассеивался в бассейне в виде примеси, лишь изредка образуя самостоятельные маломощные прослои грубозернистых разностей.

Черносланцевый разрез вмещает большое количество силлов, реже – даек амфиболизированных диабазов и габбро-диабазов, которые слагают протяженный пояс шириной более 10 км. Мощность силлов, смятых совместно с осадками, колеблется от первых метров до сотни метров, длина достигает нескольких километров. Местами наблюдаются причудливые по форме тела, вплоть до асимметричных “трехкрылых складок”. Они образованы силло-потоками, которые внедрялись в неконсолидированные осадки и вместе с ними участвовали в оползании, если внедрение происходило вдоль тектонических уступов.

Субпараллельно дайково-силловому поясу к юго-востоку от него пунктирно прослеживают-

ся небольшие протрузивные выходы офиолитов (см. рис. 1), состоящие из линейно вытянутых тектонических линз серпентинитов общей шириной максимум 300 м, которые обнажаются среди углеродистых сланцев, зеленосланцево измененных вулканомиктовых пород и мраморизованных карбонатов. На северном фланге офиолитового пояса вдоль северного побережья залива Фаддея сохранился сильно редуцированный разрез океанической коры, находившийся в основании черносланцевой толщи. Здесь вертикально залегающие серпентиниты (по гарцбургитам с реликтами полосчатого комплекса) через зону бластомилонитов контактируют с габбро и пироксенитами, которые густо пронизаны сложным переплетением ветвящихся разно ориентированных жил диабазов, образующих магматическую брекцию штокверкового типа. С удалением от серпентинитов вскрываются только диабазы и метабазальты, затем черные сланцы с пачкой эдафогенных градиационно-слоистых отложений. Внизу пачки находятся мелкообломочные конглобрекции, возникшие за счет разрушения *in situ* ранее раздробленных габброидов и милонитизированных базальтов, которые сменяются песчаниками, потом алевролитами, сложенными зернами магматических пород основного состава. U-Th-Pb возраст габбро в этом разрезе равен 729.8 ± 7.1 млн лет [Vernikovsky et al., 2004]. В южной части офиолитового пояса линзовидные тела измененных габброидов залегают среди толеитовых базальтов, превращенных в гранатовые амфиболиты. Время метаморфических преобразований базальтов датируется разными методами группой сближенных цифр: 624 ± 16 (Ar-Ar), 606 ± 44 (Rb-Sr) и 573 ± 78 (Sm-Nd) млн лет [Vernikovsky et al., 2004].

Верхняя толща задугового бассейна – пестросланцевая – сложена по сравнению с нижней толщей более мелководными осадками, которые накапливались в довольно однообразной фациальной обстановке, лишенной каких-либо магматических проявлений. Преобладают окрашенные в зеленые, лиловые, фиолетовые, реже темные цвета рассланцованные и филлитизированные ленточно-слоистые аргиллиты, алевролиты и тонкозернистые песчаники, часто известковистые. К подошве пестросланцевой толщи обычно тяготеют грубообломочные горизонты и пачки оползневой происхождения, а также продукты их перемыва. Эти образования, встречающиеся в меньшем количестве и выше по разрезу, литологически идентичны осадочному чехлу континентального массива и являются его отторженцами. На западе верхняя часть толщи налегает на выходы позднерифейской гряды доломитов и вмещает их крупные обвальные тела-олистомиты.

Комплекс задугового бассейна в целом синхронен с островодужным комплексом (см. рис. 2). Время начала их формирования точно неизвестно, но

уже вскоре после ранних извержений магматических пород островной дуги 755–740 млн лет назад в основании бассейна появилась кора океанического типа, датированная по офиолитовому габбро возрастом 730 млн лет. Присутствие среди разреза этой коры “слоя” штокверковой брекчии диабазов свидетельствует, как было убедительно показано на примере ранних каледонид Юго-Западной Монголии [Перфильев, Херасков, 1980], о господстве процессов раздвигания. На дальнейшее растяжение и расширение бассейна указывает протяженный пояс базитовых силлов и даек, находящийся ближе к островной дуге, чем цепочка выходов более древних офиолитов, что подчеркивает положение бассейна в тылу островной дуги.

Вулканическая островная дуга имела северо-западную полярность и была связана с зоной субдукции, погружавшейся на юго-восток (в координатах рис. 1). Полярность дуги, несмотря на отсутствие в современной структуре ее фронтальной части, подтверждается расположением позднерифейской карбонатной гряды и приуроченных к ней субщелочных основных вулканитов. Рифовая гряда служила бортом задугового бассейна. Другим его ограничением являлся континентальный массив, с которого периодически поступала сиалическая кластика. Задуговой бассейн поначалу формировался в условиях растяжения. Эта тектоническая обстановка в гораздо меньшей степени проявилась и за его пределами. Так, на континентальном массиве среди пород фундамента и чехла известны отдельные трещинные и межпластовые интрузии диабазов и габбро-диабазов, а в пределах вулканической дуги аналогичные тела, рассеченные местами жилками плагиогранитов, слагают небольшой узкий пояс [Геологическое строение..., 1986]. Дайки основного состава отмечены также среди карбонатов рифовой гряды.

Латеральные ряды палеоструктур

На северо-востоке Центрально-Таймырской зоны можно выделить два разновозрастных латеральных ряда неопротерозойских структур. В первой половине неопротерозоя, начиная с 870–850 млн лет, существовали океанический бассейн и континентальный массив с надсубдукционным вулканоплутоническим поясом и аккреционной призмой на границе со смежным бассейном. В аккреционную призму в ходе субдукции были вовлечены в виде тектонических пластин и клиньев офиолитов фрагменты океанической коры с возрастом 850–785 млн лет.

Первоначальные латеральные соотношения между перечисленными палеоструктурами были нарушены деструктивными процессами, начавшимися на краю континентального массива в результате растяжения и затем раскрытия нового бассей-

на. Приблизительно с 750 млн лет в течение второй половины неопротерозоя стали формироваться вулканическая дуга, тыловая рифовая гряда и задуговой бассейн с корой океанического типа, датированной примерно 730 млн лет. За бассейном располагалась оставшаяся после деструкции большая часть континентального массива. Островная вулканическая дуга заложилась на аккреционной призме и, вероятно, на краевой части континентального массива.

Все формационные комплексы, характеризующие различные неопротерозойские структуры, в результате байкальской и позднегерцинской эпох тектогенеза были в разной степени деформированы, скучены и фрагментированы, однако их взаиморасположение осталось в целом начальным. Исключение составляют фрагменты континентального массива, которые находятся в аллохтонном залегании среди толщ задугового бассейна. Такие же соотношения зафиксированы в центральной части Таймырского складчатонадвигового пояса [Махлаев, 1988].

ПОКРОВЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

В регионе распространены изолированные фрагменты континентального массива различных размеров и формы (см. рис. 1), занимающие наиболее возвышенные участки рельефа. Их повсеместно окружают бассейновые толщи, накопление которых происходило в относительно глубоководной обстановке. Стратиграфические соотношения между ними отсутствуют. Внешние границы фрагментов под разными углами срезают элементы их внутренней структуры. Вдоль границ наблюдаются сильный катаклиз, милонитизация и низкотемпературный диафторез. Породы черносланцевой толщи вблизи контактов хаотически разбиты многочисленными разно ориентированными зонами рассланцевания и милонитизации на небольшие клинья и пластины с редкими фрагментами складок (broken formation); в них нередко вматы небольшие блоки кристаллических образований (рис. 3).

Среди филлитизированных глинистых и песчано-алевроитовых осадков верхней пестроцветной толщи задугового бассейна местами залегают клиппы и пластины кристалликума, сопровождаемые шлейфом более мелких глыб (рис. 4), состоящих из слабо полосчатых амфиболитов, гнейсов и гнейсовидных мусковитовых гранитов. В верховьях р. Фаддея на некоторых останцах кристалликума сохранилась базальная часть его мелководного карбонатно-терригенного чехла. Верхние горизонты чехла находятся здесь в виде протяженного олистоплака между черносланцевой и пестросланцевой толщами. Очевидно, они были отслоены от места первичного залегания и в результате гравитационного оползания оказались внутри раз-

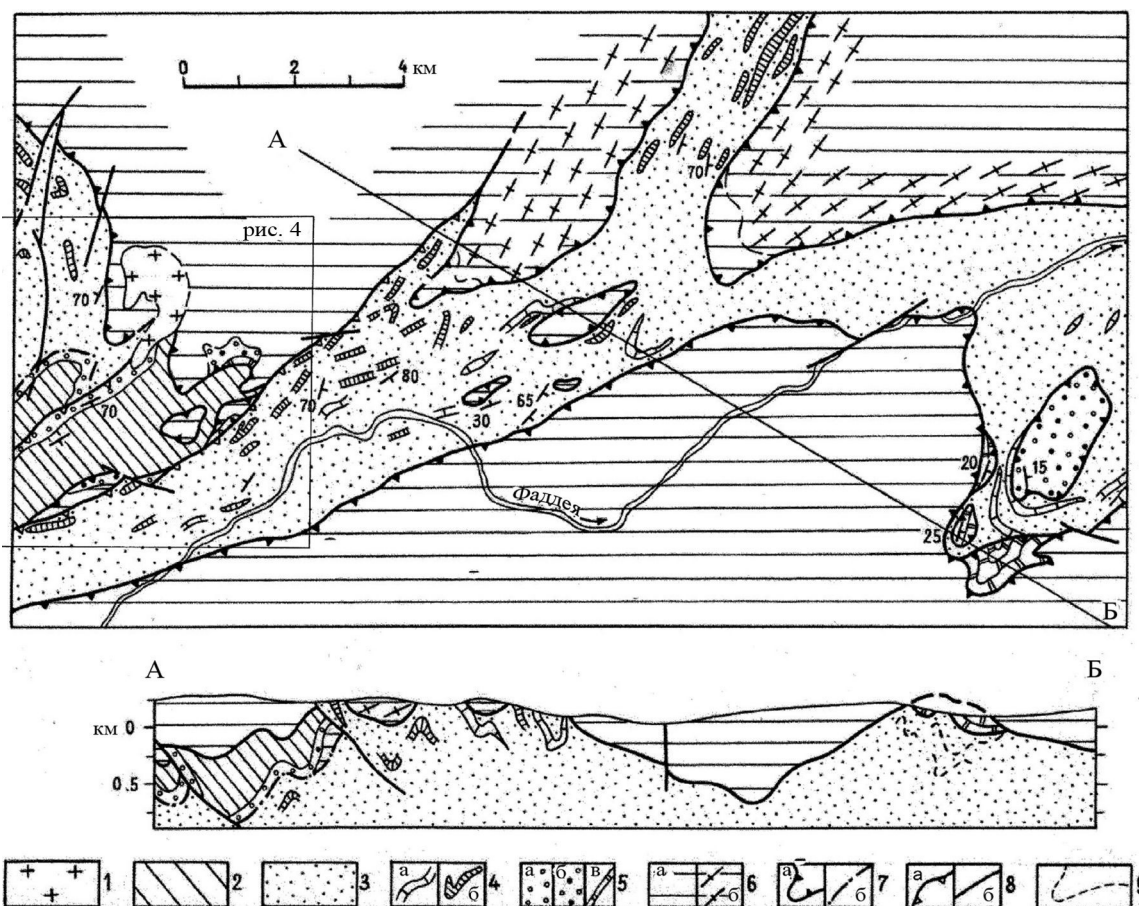


Рис. 3. Геологическая схема верхнего и среднего течения р. Фаддея.

1 – позднепалеозойские гранитоиды; 2–4 – комплекс задугового бассейна: 2 – пестросланцевая толща, 3 – черносланцевая толща, 4 – карбонатные отложения (а), силлы метадиабазов (б); 5, 6 – фрагменты континентального массива: 5 – породы чехла *in situ* и в аллохтонном залегании грубообломочные (а), песчаники, реже гравелиты (б), карбонаты (в), 6 – кристаллический комплекс (а), в том числе гранитогнейсы (б); 7 – подошва тектонических покровов (а) и конседиментационных оползневых пластин (б); 8 – надвиги и взбросы (а), прочие разломы (б); 9 – простираание слоистости и метаморфической полосчатости. Расположение схемы см. на рис. 1.

Fig. 3. Geological scheme of upper to middle reaches of the Faddey River.

1 – Late Paleozoic granitoids; 2–4 – back-arc basin complex: 2 – variegated-shale sequence, 3 – black-shale sequence, 4 – carbonate sediments (a), metadiabase sills (b); 5, 6 – continental massif: 5 – covering rudaceous sediments *in situ* and in allochthonous occurrence (a), sandstones and subordinate gravelstones (b), carbonates (v), 6 – crystalline complex (a), in particular granite-gneisses (b); 7 – sole of tectonic nappes (a), sole of synsedimentary slump sheets (b); 8 – thrust and reverse faults (a), other faults (b); 9 – strike of bedding and metamorphic banding. See the scheme position in Fig. 1.

реза задугового бассейна. Олистоплак маркирует сдвоенную по надвику синклиналь, запрокинутую к северо-западу (см. рис. 3 и 4).

Олистоплак имеет резкую подошву и достигает мощности 250–280 м. Внизу это разногальечные, вплоть до валунных, конгломераты с хорошо окатанными метапсаммитовыми кварцитами в сочетании с хуже окатанными обломками карбонатов, гранитоидов и сланцев. Цементом служат разнотельные кварцевые и кварц-плагиоклазовые песчаники. Распространены также нечеткие линзы кварцитовидных аренигов. Ближе к основанию встречаются маломощные потоки гематитизированных кремнекислых лав с реликтами флюидалности.

Конгломераты выше постепенно сменяются сначала кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, затем доломитами, содержащими зерна кварца. Завершается разрез олистоплака известняками, которые согласно перекрываются отложениями пестросланцевой толщи – филлитами с небольшими пластами калькаренигов. На северо-западном крыле синклинали (см. рис. 4) зеленые и лиловые филлиты в виде тонких прослоев “расщепляют” кварцеобломочные осадки.

О чужеродности пород олистоплака вмещающим толщам свидетельствует их предельная мелководность в отличие от более глубоководных подстилающих и перекрывающих отложений. Кроме

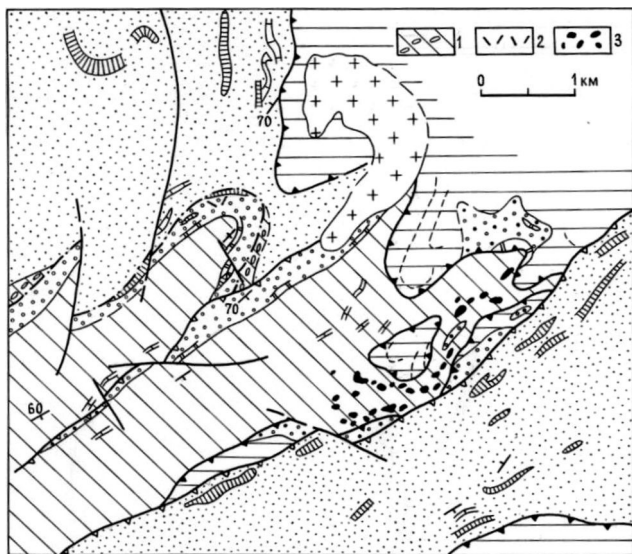


Рис. 4. Геологическое строение верховий р. Фаддея.

1 – микститы в основании пестросланцевой толщи; 2 – кислые вулканиды; 3 – глыбы кристаллических пород. Остальные условные обозначения и расположение схемы см. на рис. 3.

Fig. 4. Geological structure of the Faddey riverhead area.

1 – micrites at the base of variegated-shale sequence; 2 – silicic volcanics; 3 – blocks of crystalline rocks. Other symbols and the area position see in Fig. 3.

того, в разрезе олистоплака находятся потоки красноцветных кислых лав, изливавшихся, скорее всего, в субазальной обстановке и нигде неизвестных среди бассейновых фаций. Наконец, небольшие силлы основного состава внедрялись исключительно в аллохтонный фрагмент; в пестросланцевой толще они отсутствуют.

Синклиналь, маркируемая описанным олистоплаком, от верховий р. Фаддея протягивается далеко на юго-запад (рис. 5). Юго-восточное крыло складки там частично перекрыто полого залегающим тектоническим покровом, сложенным кварцитовидными песчаниками, гравелитами и порфиридами по кислым туфам. Все эти породы составляли часть чехла континентального массива. Возле подошвы покрова местами обнажается олистостромовый горизонт, возникший, по-видимому, при обрушении фронтальной части сползавшей в бассейн пластины. Горизонт состоит из разнообразных по форме и размеру глыб и обломков серых грубозернистых кварцитовидных аренитов, которые погружены в темную алевроито-глинистую массу со слоями мелко- и среднезернистых кварцевых песчанников (см. зарисовку на рис. 5). Глыбы аренитов сложены зернами кварца (90%), калишпата, альбита, основной массы кислых эффузивов. Ниже среди зеленых филлитов с прослоями темных калькаре-

нитов, относящихся к пестросланцевой толще, распространены оползневые складки с замками, обращенными на запад.

Вдоль северо-западного крыла синклинали среди филлитов примерно на одном стратиграфическом уровне прослеживается серия подводно-оползневых горизонтов разной протяженности и мощности, очень близких по составу к аллохтонной пластине, надвинутой на юго-восточное крыло, от которой они могли отделиться. Ниже серии олистоплаков фрагментарно обнажается базальная пачка пестроцветной толщи с хорошо окатанной галькой и уплощенными валунами различных метапсаммитовых кварцитов, реже гранитов, погруженными в сланцевый матрикс. Внизу матрикс весьма обилен, вверху, где сосредоточены наиболее крупные валуны, сланцевого матрикса мало. Мощность этой пачки микститов и степень ее насыщенности галькой и валунами уменьшаются в юго-западном направлении. Так, в 6 км к востоку от оз. Три Сестры (см. рис. 5) грубообломочная пачка имеет мощность около 150 м, будучи разделена 20-метровым слоем сланцев, а в 3.5 км к югу от того же озера залегают два горизонта микститов мощностью менее 10 м каждый. Появление в базальной пачке валунов и гальки было вызвано переывом с продольным разносом по бассейну грубообломочного материала, слагающего северо-восточнее, в районе оз. Бутылка, в основании пестросланцевой толщи крупный олистоплак, который был отслоен от чехла континентального массива. Похожую геологическую ситуацию можно наблюдать на участке, очерченном прямоугольной рамкой внизу рис. 1.

Как уже отмечалось, первоначальные соотношения карбонатно-терригенного чехла с кристаллическим фундаментом континентального массива сохранились лишь в единичных случаях (см., например, рис. 4). Нередко породы фундамента залегают структурно выше, будучи надвинуты на свою отслоившуюся и сползшую в окраинный бассейн мелководную покрывку. Так, в тектоническом полуокне на правобережье среднего течения р. Фаддея (см. рис. 3) амфиболиты и кристаллические сланцы перекрывают пачку доломитов, залегающую на черных кварцево-слюдистых алевроитовых сланцах с горизонтами калькаренинов. Рядом среди этой толщи находится останец метапсаммитовых кварцитов и биотит-хлорит-альбитовых сланцев. Останец сложен породами, которые относятся к основанию чехольного комплекса, тогда как пачка доломитов составляла вышележащую его часть.

Показательным примером является район горы Урванцева (рис. 6). Здесь вблизи крупного герцинского надвига, за которым обнажаются перемятые палеозойские отложения, закартирована слабо нарушенная линейная антиклиналь. Ее ядро имеет синформное строение: сравнительно маломощная пачка сливных – с очень скудным цементом – гру-

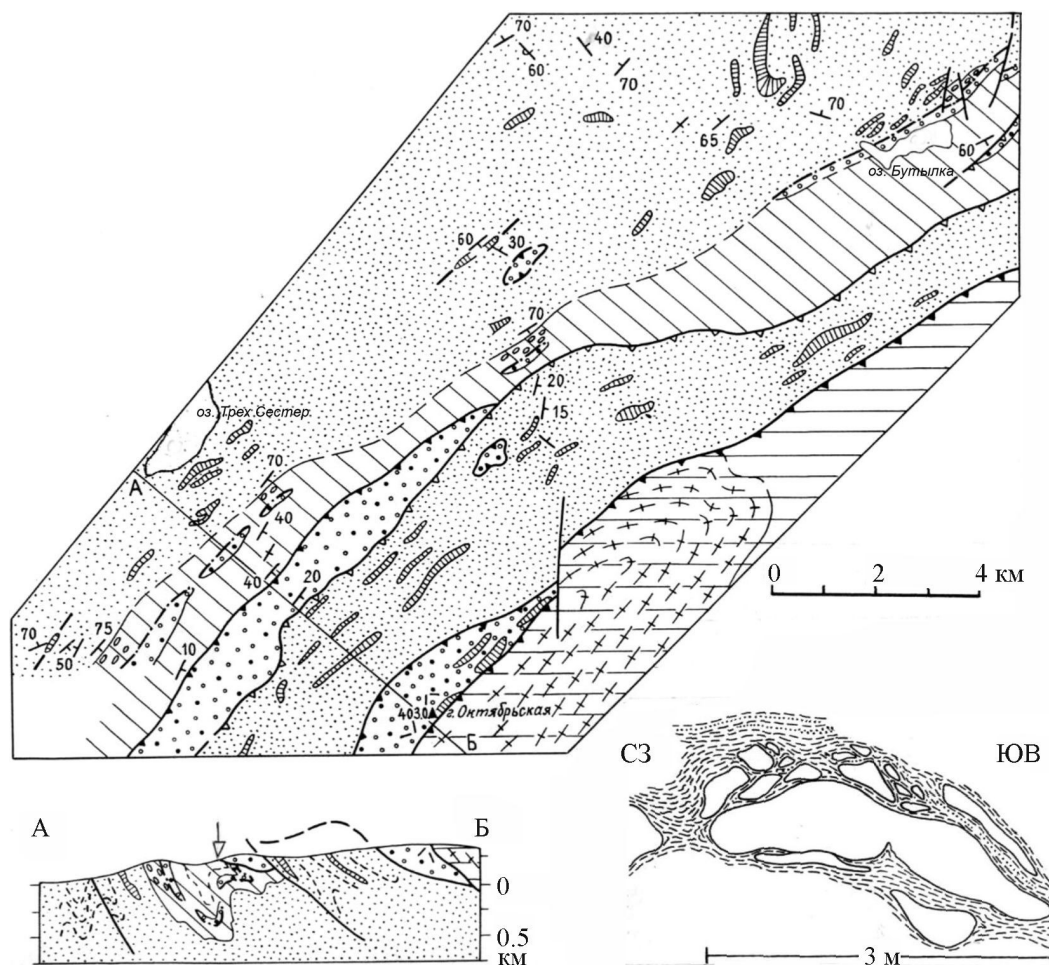


Рис. 5. Схема геологического строения района оз. Три Сестры и оз. Бутылка.

Стрелкой на профиле показано место зарисовки, описанной в тексте. Условные обозначения см. на рис. 3 и 4. Расположение схемы см. на рис. 1.

Fig. 5. Geological scheme of area between the Three Sisters and Butylka lakes.

Symbols for lithology as in figs. 3 and 4; sketch described in the text is drawn at the point shown by arrow in profile. See the scheme position in Fig. 1.

бообломочных осадков аркозового и полимиктового состава (обломки и зерна кварцитов, амфиболитов, кристаллосланцев, редко гранофиров), сменяющихся вверх карбонатами, подстилает диафторированный комплекс кристаллических сланцев и гнейсовидных гранитов. Вдоль контакта подстилающие породы сильно рассланцованы, карбонаты перематы и мраморизованы. Такие соотношения однозначно показывают, что в ядре антиклинали гранитизированные и неоднократно измененные породы залегают на венчавшем их некогда карбонатно-терригенном чехле. Крылья антиклинали сложены осадками верхнего венда [Samygin, 2014]. Внизу обнажаются строматолитовые доломиты и известняки, которые выше и частично по латерали замещаются глинисто-тонкотерригенными сланцами с маломощными прослоями известняков. Эта неме-

таморфизованная толща с базальными известковистыми гравелитами, местами валунниками и фосфатными брекчиями, “запечатала” в качестве неавтохтона шарьяжную структуру, смятую в синформу перед поздним вендом.

ПОКРОВООБРАЗОВАНИЕ, СЕДИМЕНТАЦИЯ И МЕТАМОРФИЗМ

Приведенный материал свидетельствует об аллохтонном залегании фрагментов древнего континентального массива среди более молодых пород, слагающих соседний задуговой бассейн. Надвигание происходило с востока на запад или северо-запад (в современных координатах). Оно началось после отложения черносланцевой толщи и максимального углубления бассейна. Выдвижение фраг-

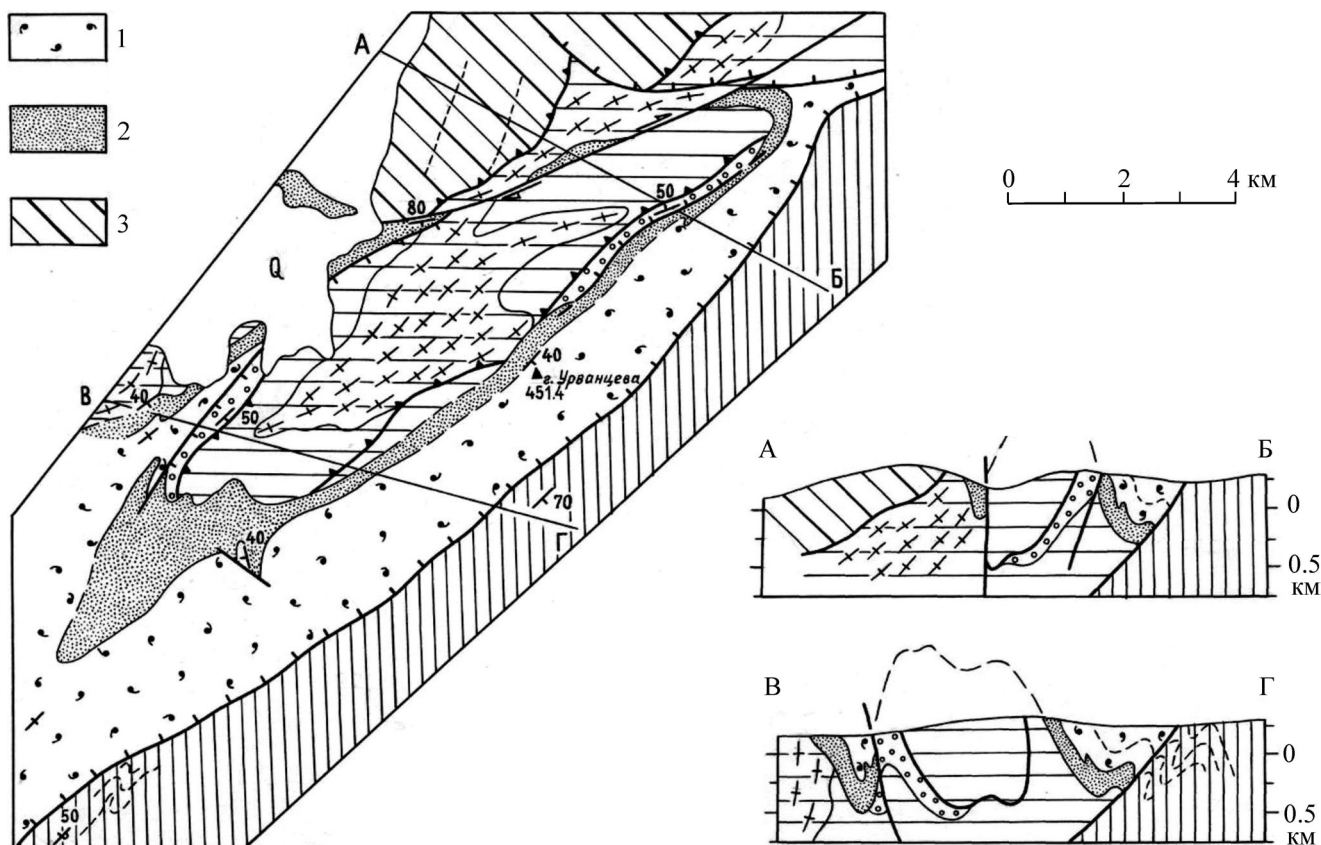


Рис. 6. Геологическая схема района горы Урванцева.

1, 2 – отложения верхнего венда: 1 – глинисто-алевритовые сланцы с прослоями карбонатов, 2 – доломиты и известняки; 3 – кристаллический комплекс, преимущественно амфиболиты. Вертикальная штриховка – см. 3а, рис. 1. Остальные условные обозначения см. на рис. 3. Расположение схемы см. на рис. 1.

Fig. 6. Geological scheme of the Mt. Urvantsev area.

1, 2 – Upper Vendian deposits: 1 – silty shales with carbonate interlayers, 2 – dolomites and limestones; 3 – crystalline complex, predominantly amphibolites. Vertical hatches as 3a in Fig. 1. Other symbols as in Fig. 3. See the scheme position in Fig. 1.

ментов массива сопровождалось их дроблением, обрушением и вдавливанием мелких кристаллических блоков в уже консолидированную толщу прибортовых участков бассейна, которые при этом интенсивно дислоцировались, образуя локальные зоны тектонического месива. Перемещение континентальных масс привело, с одной стороны, к миграции в западном направлении области осадконакопления, а с другой – к расслаиванию полого залегающего чехольного комплекса на ряд пластин и к их сползанию с наклонившихся фрагментов в районы продолжавшейся седиментации. В ходе оползания эти пластины частично разрушались, поставляя разнообломочный материал, состоявший из наиболее устойчивых к разрушению пород, которые разносились подводными потоками и течениями.

Поступление больших объемов продуктов оползания со стороны надвигавшихся масс вызвало сокращение и заметное обмеление окраинного бассейна. В его осевой части, сместившейся ближе к

западному борту, черносланцевый разрез сменился пестросланцевым с многочисленными отторженцами континентального чехла и обильным обломочным материалом, который образовался при их разрушении и переотложении. Фрагменты кристаллического фундамента были шарьированы на отчленившиеся пластины своего чехла, а часть покровов надвинулась на осевую зону с пестросланцевой толщей и продвинулась еще дальше (см. рис. 1, 3, 4). Это привело к полному закрытию окраинного бассейна, произошедшему приблизительно в середине венда. Процесс закрытия сопровождался смятием и расчехливанием бассейновых толщ и динамометаморфическими преобразованиями пород в их офиолитовом основании: базальты местами превращены в гранатые амфиболиты. Возраст метаморфизма оценивается примерно в 600 млн лет [Vernikovskiy et al., 2004].

Вергентность байкальских дислокаций, вызванных шарьированием, была противоположна юго-

восточной вергентности складок и надвигов, возникших на Таймыре в конце палеозоя–начале мезозоя. При этом позднегерцинский тектогенез проявился в целом дискретно: наиболее интенсивные деформации имеют приразломный характер и локальное распространение. На многих участках сохранились разномасштабные складки и разрывные нарушения байкальской эпохи, вергентные к северо-западу (см. профили на рис. 3 и 5).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ТАЙМЫРА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Упрощенный сценарий тектонического развития Таймыра в неопротерозое можно представить в следующем виде. В начале позднего рифея на кристаллическом массиве, испытывавшем к этому времени метаморфизм амфиболитовой фации, стал накапливаться в наземных и мелковод-

ных условиях осадочный чехол. Примерно 870–850 млн лет назад началась субдукция соседней океанической плиты и на континентальном массиве появился надсубдукционный вулканоплутонический пояс кислого состава. Перед его фронтом формировалась аккреционная призма, в которую вовлекались тектонические отторженцы смежной океанической плиты (рис. 7а). Во второй половине позднего рифея субдукция возобновилась и с 750 млн лет (или чуть раньше) на аккреционной призме, частично на утоненном крае континентального массива, закладывается островная дуга. Последовавшее растяжение в ее тылу привело к деструкции окраинной части массива и к раскрытию задугового бассейна, в основании которого 730 млн лет назад появилась кора океанического типа. Расширение и углубление этого бассейна были вызваны, вероятно, задуговым спредингом (рис. 7б), в качестве индикатора которого можно

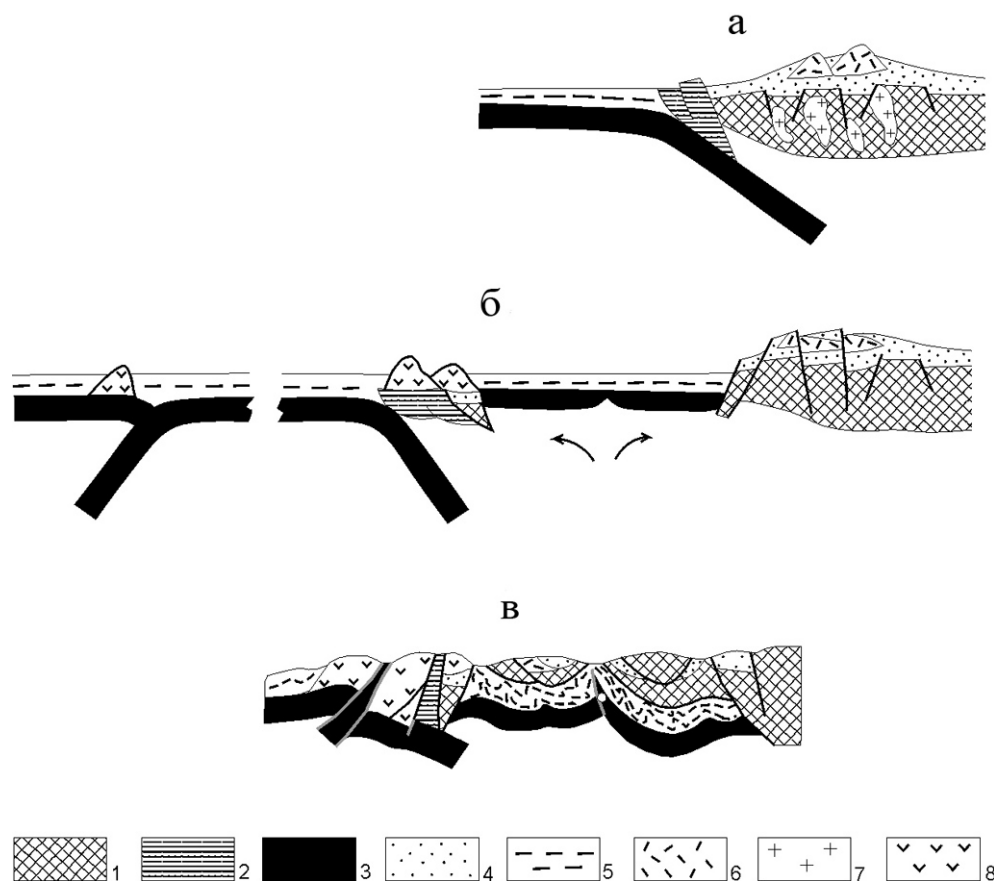


Рис. 7. Палео профили через Таймыр для интервалов времени 900–800 (а), 730–600 (б) и 600–585 млн лет (в).

1 – континентальная кора; 2 – аккреционная призма; 3 – океаническая кора (белый кружок на профиле “в” – гранатовые амфиболиты); 4 – наземные и мелководные осадки; 5 – глубоководные осадки; 6, 7 – краевой вулканоплутонический пояс: 6 – кислые вулканы, 7 – граниты; 8 – дифференцированные островодужные вулканы.

Fig. 7. Schematic paleoprofiles across Taimyr for time intervals of 900–800 (a), 730–600 (b) and 600–585 Ma (v).

1 – continental crust; 2 – accretionary wedge; 3 – oceanic crust (white circle on cartoon “v” – the location of garnet amphibolites); 4 – subaerial and shallow-water sediments; 5 – deep-water deposits; 6, 7 – marginal volcano-plutonic belt: 6 – silicic volcanics, 7 – granites; 8 – differentiated island-arc volcanics.

рассматривать внутрибассейновый пояс базитовых силлов и даек.

Углубление задугового бассейна с океанической корой привело, по мнению автора, к изостатическому подъему смежного континентального массива, сложенного в основном сиалическими породами. Поднятие массива сделало его неустойчивым с расчленением окраины вдоль древних швов на блоки и их наклоном в сторону бассейна, что вызвало эпизодическое соскальзывание с таких блоков фрагментов полого залегающего осадочного чехла, иногда вместе с частью фундамента (см. рис. 4). С прекращением расширения задугового бассейна и поступлением больших объемов продуктов оползания и связанного с ними обломочного материала произошло заметное обмеление бассейна, в результате черносланцевый разрез сменился пестросланцевым.

В середине венда около 600 млн лет назад завершилась эволюция островодужной системы. Прекращение вулканизма в островной дуге было связано с прекращением субдукции. Растяжение в задуговой области сменилось тектоническим сжатием. Деформационное утолщение и сокращение поперечных размеров высоко стоявшего континентального массива привели к надвиганию его фрагментов на задуговой бассейн и полному закрытию последнего. Шарьирование сопровождалось складчатостями и разрывными дислокациями в подстилавшем разрезе. Более глубокие его горизонты были динамометаморфизованы в условиях повышенных давлений; в основании осадочных толщ появились гранатовые амфиболиты (рис. 7в).

После образования тектонических покровов позднебайкальская фаза деформаций охватила всю территорию Центрально-Таймырской зоны. Байкалиды нарастили Сибирский кратон, став его новой пассивной окраиной, на которой с позднего венда накапливались осадки внешней части шельфа и континентального склона.

К настоящему времени нет однозначного ответа на вопросы, что явилось причиной позднебайкальского тектогенеза и почему в середине венда прекратилась субдукция под островодужную систему. Былое существование океанической плиты, которая могла погружаться в постулируемую зону субдукции, предполагается на многих палеогеодинамических реконструкциях [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001; Хераскова и др., 2010; Проскурнин и др., 2014]. Наиболее вероятно, что предполагаемая плита включала внутриокеаническую вулканическую дугу (см. рис. 7б), остатки которой сохранились на западе Северо-Таймырской зоны. Породы в этой дуге отличаются от островодужных образований Центрально-Таймырской зоны датировками абсолютного возраста (703 ± 11 и 692 ± 10 млн лет [Pease, Persson, 2006]), а также отсутствием субаэральных кремнекислых вулканитов. Севернее основной полосы выходов из-

вестны вулканиты шошонитовой серии, что косвенно указывает на южную полярность структуры [Samygin, 2014]. В таком случае неизбежное столкновение центрально-таймырской и северо-таймырской островных дуг (см. рис. 7в) должно было остановить процесс субдукции и привести к общему тектоническому сжатию с появлением на Таймыре байкалид. Их становление завершилось внедрением субщелочных гранитов с U-Pb возрастом 584.4 ± 7.8 млн лет [Коношенков, Соболев, 2003], которые обнажаются сейчас в западной части Северо-Таймырской зоны.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На востоке Таймырского позднегерцинского складчато-надвигового пояса значительную часть территории Центрально-Таймырской зоны среди широко распространенных неопротерозойских структурно-формационных комплексов занимают докембрийские тектонические покровы. В аллохтонном залегании находятся фрагменты континентального массива с мелководным осадочным чехлом и вулкано-плутоническим поясом, возникшими в первой половине позднего рифея. Автором выделены конседиментационные пластины и постседиментационные шарьяжи. Их вмещают и подстилают толщи окраинного задугового бассейна, накопление которых происходило в относительно глубоководной обстановке в конце позднего рифея—начале венда.

Покровообразование началось после максимального углубления окраинного бассейна. В области седиментации стали сползать разные по мощности пластины-отторженцы полого залегавшего чехла континентального массива, испытывавшего изостатический подъем с наклоном краевых блоков. Возраставшее количество погребенных пластин и обломочного материала, образовавшегося при их разрушении, вызвало обмеление и сокращение бассейна. Приблизительно в середине венда последовало шарьирование фрагментов кристаллического фундамента массива с остатками чехольного комплекса, что привело к прекращению седиментации и полному закрытию окраинного бассейна. Перед поздним вендом всю территорию Центрально-Таймырской зоны охватили позднебайкальские деформации, смявшие тектонические покровы вместе с подстилавшими и окружавшими толщами. Байкалиды нарастили Сибирский кратон, на новой окраине которого в конце венда в новых условиях начался другой этап осадконакопления.

На Таймыре располагались два разновозрастных латеральных ряда основных структур позднего докембрия. В первой половине неопротерозоя с 870–850 млн лет существовали океаническая плита и континентальный массив с надсубдукционным вулкано-плутоническим поясом и аккре-

ционной призмой перед его фронтом, в которую были вовлечены тектонические клинья океанической плиты. Этот ряд был нарушен деструктивными тектоническими процессами. 750 млн лет назад на аккреционной призме, частично на краю массива заложилась островная дуга. За дугой стал раскрываться окраинный бассейн, в основании которого 730 млн лет назад появилась кора океанического типа. В течение второй половины неопротерозоя вплоть до 600 млн лет получил развитие новый ряд палеоструктур: вулканическая дуга–карбонатная рифовая гряда–задуговой окраинный бассейн–большая часть континентального массива, оставшаяся после деструкции. Формационные комплексы, отвечающие этому ряду, в результате байкальской и позднегерцинской эпох тектогенеза были в разной степени деформированы, скучены и фрагментированы, однако их взаиморасположение осталось в целом изначальным. Единственным исключением являются фрагменты континентального массива.

Древний континентальный массив Таймыра имел, вероятно, сибирское происхождение. В неопротерозое до середины венда он был частью активной окраины Палеосибири: сначала в пределах массива возник надсубдукционный небольшой вулканоплутонический пояс, затем фронт магматизма сместился без изменения полярности в сторону смежной океанической плиты и получила развитие островодужная система, основными элементами которой были вулканическая дуга и задуговой бассейн. После байкальского тектогенеза сформировалась новая окраина Сибирского палеоконтинента, которая с позднего венда развивалась в пассивном тектоническом режиме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Верниковский В.А. (1996) Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 203 с.
- Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра (1986) Новосибирск: Наука, 144 с.
- Коношенков А.Г., Соболев А.О. (2003) Новые данные по магматизму и метаморфизму Западного Таймыра. *Природные ресурсы Таймыра, вып. 1*. Дудинка, 237-264.
- Махлаев Л.В. (1988) Тектоническая природа Мамонто-Шренковского блока (Центральный Таймыр) *Изв. АН СССР, сер. геол.*, (4), 77-87.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н. (1980) Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры. *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 64-104.
- Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Ларионов А.Н. (2014) Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время. *Геология и геофизика*, **55**(1), 23-40.
- Уфлянд А.К., Натапов Л.М., Лопатин В.М., Чернов Д.В. (1991) О тектонической природе Таймыра. *Геотектоника*, (6), 76-93.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана. *Геотектоника*, (1), 5-28.
- Lorenz H., Männik P., Gee D., Proskurnin V. (2008) Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russia high Arctic. *J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **97**, 519-547.
- Pease V., Gee D.G., Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Kireev S. (2001) Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberia. *Terra Nova*, **13**, 270-280.
- Pease V., Persson S. (2006) Neoproterozoic island arc magmatism of northern Taimyr. *Proc. Fourth International Conference on Arctic Margins*. Anchorage, 31-49.
- Samygin S.G. (2014) Taimyr peninsula (Arctic Siberia) in the Late Precambrian: tectonic thrust sheets and geodynamic evolution. *Global Geology*, **17**(3), 127-142.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. (2001) Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso–Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup. *Precambrian Research*, **110**, 127-141.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. (2004) Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia. *Geol. Soc., London, Mem.*, **30**, 233-247.

REFERENCES

- Geologicheskoe stroenie i tektonicheskoe razvitie Severo-Vostochnogo Taymyra* (1986) [Geological structure and tectonic development of the North-Eastern Taimyr]. Novosibirsk: Nauka Publ., 144 p. (In Russian)
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A.N., Samygin S.G. (2010) Breakup of Rodinia and early stages of evolution of the Paleoasian ocean. *Geotectonika*, **44**, 3-24.
- Konoshenok A.G., Soboлев A.O. (2003) New data on magmatism and metamorphism in the Western Taimyr. *Prirodnye resursy Taymyra, vyp. 1* [Natural resources Taimyr. V. 1]. Dudinka, 237-264. (in Russian)
- Lorenz H., Männik P., Gee D., Proskurnin V. (2008) Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russia high Arctic. *J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **97**, 519-547.
- Makhlav L.V. (1988) Tectonics of the Mamont-Shrenk block in Central Taimyr]. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, (4), 77-87. (In Russian)
- Pease V., Gee D.G., Vernikovsky V., Vernikovskaya A., Kireev S. (2001) Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberia. *Terra Nova*, **13**, 270-280.
- Pease V., Persson S. (2006) Neoproterozoic island arc magmatism of northern Taimyr. *Proc. Fourth International Conference on Arctic Margins*. Anchorage, 31-49.
- Perfil'ev A.S., Kheraskov N.N. (1980) Diabase complexes and problem of tectonic delamination of oceanic crust. *Tektonicheskaja rassloennost' litosfery* [The problem of tectonic delamination litosphaera]. Moscow, Nauka Publ., 64-104. (In Russian)
- Proskurnin V.F., Vernikovsky V.A., Metelkin D.V., Petrushev B.S., Vernikovskaya A.E., Gavriish A.V., Bagayeva A.A., Larionov A.N. (2014) Ryolite-granite associa-

- tion in the Central Taimyr zone: evidence of accretionary-collisional events in the Neoproterozoic. *Geol. Geofiz.*, **55**(1), 23-40. (In Russian)
- Samygin S.G. (2014). Taimyr peninsula (Arctic Siberia) in the Late Precambrian: tectonic thrust sheets and geodynamic evolution. *Global Geology*, **17**(3), 127-142.
- Ufljand A.K., Natapov L.M., Lopatin V.M., Chernov D.V. (1991) On the tectonic nature of Taimyr. *Geotektonika*, (6), 76-93. (In Russian)
- Vernikovsky V.A. (1996) *Geodinamicheskaja evoljutsija Taymyrskoy skladchatoy oblasti* [Geodynamic evolution of Taimyr fold area]. Novosibirsk: SO RAN, 203 p. (in Russian)
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. (2001) Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup. *Precambrian Research*, **110**, 127-141.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. (2004) Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia. *Geol. Soc., London, Mem.*, **30**, 233-247.

УДК 550.93.552

СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ЮГО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ВЫДАЮЩИЙСЯ ВКЛАД ВНЕШНЕГО ИСТОЧНИКА КЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ОБРАЗОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ СИСТЕМ

© 2018 г. Ю. К. Советов

Институт нефтегазовой геологии и геофизики, СО РАН, 630090, Новосибирск, пр. Коптюга, 3,
e-mail: SovetovYK@ipgg.sbras.ru,

Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1

Поступила в редакцию 30.01.2017 г.; принята к печати 20.08.2017 г.

Исследование сфокусировано на седиментологии и стратиграфии огромного вендского (эдиакаранского) осадочно-го бассейна на юго-западе Сибирского кратона для освещения происхождения его главных и детальных подразделений. Осадки коррелируются вдоль края кратона и в его внутреннюю область с использованием стратиграфических секвенций, включающих гляциальные и постгляциальные отложения. Особое значение для корреляции имеют кластические комплексы венда чапской, тасеевской, оселковой и байкальской серий, сложенные аллювиальными отложениями. Детально проанализированы строение аллювиальной айсинской свиты оселковой серии венда При-саянья и ее корреляция с верхними подразделениями чапской, тасеевской и байкальской серий юго-западной пе-риферии Сибирской платформы и подразделениями чехла внутренних ее районов. Детальное описание айсинской свиты сделано на базе единой классификации литофаций и алгоритмов их последовательностей. Выделены два под-комплекса венда (эдиакарана) – нижний *континентально-морской* и верхний *континентальный*. *Континентально-морской* подкомплекс в краевых погруженных зонах Сибирской платформы формировался преимущественно на шельфе окраинных морей, а также на постгляциальных заиграх прибрежной аллювиальной равнины под влиянием внутрикратонных источников кластического материала. *Континентальный* подкомплекс, которому принадлежат речные отложения айсинской свиты, образован крупными красноцветными и пестроцветными толщами аллювия в передовых прогибах и формировался центростремительными речными системами, направленными от внешних ис-точников материала на север и северо-восток в эпиконтинентальное море центральных районов Сибирской плат-формы. На начальной и поздней стадиях активизации поздневендского орогенеза возникали большие глубокие пес-чаные реки с внутриусловными барами, тогда как постоянные сетчатые и сплетенные песчано-иловые реки возни-кали на пассивной стадии орогенеза. Наибольшая проградация аллювиальных отложений на Сибирскую платформу маркируется нижними пачками русловых отложений айсинской свиты, а также немчанской, мошановской, ху-жирской и качергатской свит, а на плите – боханской песчаниковой пачкой чорской свиты.

Ключевые слова: Сибирская платформа, венд, эдиакаран, неопротерозой, литостратиграфия, литофации, ал-лювиальные отложения, передовые прогибы, орогенез

SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHIC CORRELATION OF VENDIAN DEPOSITS IN THE SOUTHWESTERN SIBERIAN CRATON: MAJOR CONTRIBUTION OF AN EXOCRATONIC CLASTIC SOURCE TO SEDIMENTARY SYSTEMS

Julius K. Sovetov

A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, 3 Akademika Koptuyga av.,
Novosibirsk, 630090, Russia; Novosibirsk National Research State University, 1 Pirogova st., Novosibirsk, 630090, Russia;
e-mail: SovetovYK@ipgg.sbras.ru

Received 30.01.2017; accepted 20.08.2017

The study focuses on the sedimentation and stratigraphy of a large Vendian (Ediacaran) sedimentary basin in the southwestern Siberian craton, with implications for the origin of its units and subunits. Sediments are been correlated along the craton edge and inward into the craton interior using stratigraphic sequences, including glacial and post-glacial deposits. Clastic complexes in the Vendian: upper Chapa, Taseeva, Oselok, and Baikal Groups composed of fluvial deposits are of special importance for correlations. The structure of the continental Aysa Fm. of the Oselok Group in the Sayany area has been

Для цитирования: Советов Ю.К. (2018) Седиментология и стратиграфическая корреляция вендских отложений на юго-западе Сибирской платформы: выдающийся вклад внешнего источника кластического материала в образование осадочных систем. *Ли-тосфера*, 18(1), 20–45. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-020-045

For citation: Sovetov J.K. (2018) Sedimentology and stratigraphic correlation of Vendian deposits in the southwestern Siberian Craton: Major contribution of an exocraton clastic source to sedimentary systems. *Litosfera*, 18(1), 20–45. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-020-045

characterized in detail, based on universal classification of lithofacies and their sequences, and correlated with sediments in the craton interior. There are two Ediacaran subunits: a *continental-marine* complex below and a *continental* complex above. The *continental-marine* subunit in the subsided craton margins was deposited mainly upon postglacial plains (sandurs) and marginal sea shelves, with contributions from intracratonic clastic sources. The deposits of the continental subunit belong to centripetal fluvial systems directed from distant craton-margin mountain upland toward the epicontinental sea in the central Siberian craton. The *continental* subunit is composed of large sections of red and variegated fluvial deposits from a foreland basin which was accumulated mainly in foredeeps in the over-compensation setting and partly reached the slopes of forebulges. Big deep sand rivers with large channel bars were formed at early and late during orogenic activity, while perennial anastomosing and braided mud-sand rivers with levees originate during passive stages of orogeny. The largest progradation of fluvial systems onto the Siberian craton is marked by channel deposits of the lower members from the Nemchanka, Moshakovka, Aysa, Khuzhir and Kachergat Fms., as well as by the Bokhan sandstone member of the Chora Fm.

Keywords: *Siberian craton, Vendian, Ediacaran, Neoproterozoic, lithostratigraphy, lithofacies, fluvial deposits, peripheral foreland sedimentary basin, foredeeps and forebulges*

Acknowledgments

The author is grateful for teachers and students of the Novosibirsk State University V.V. Blagovidov, A.E. Kulikova, M.N. Medvedev, engineer IGM SB RAS L.A. Chigvintseva, leading engineer of INGG SB RAS L.V. Solovetskaya and untimely departed E.P. Butakov for assistance in field research of Vendian deposits and Biota in Prisayan'ya. I also thank Professor S. Jensen of the University of Extremadura (Spain) for a consultation on the definition of ichnofossils and Novosibirsk National Research University for funding participation in reports on 32nd (2004), 33th (2008), 34th (2012) and 35th (2016) IGC.

The works was performed with financial support RFBR, projects 04-05-65299, 08-05-00959.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование нацелено на выяснение седиментационной структуры и стратиграфии крупного осадочного комплекса венда на юго-западе Сибирской платформы, происхождения его подразделений и палеогеодинамический анализ бассейна седиментации (рис. 1). Центральное место для этой цели занимает оселковая серия Присаянского прогиба. Проблема корреляции вендских отложений типовая: литофациальная изменчивость однотипных генетических систем и взаимозамещение континентальных и морских комплексов. Обоснование корреляции отложений опирается на устанавливаемую или прогнозируемую генетическую связь осадочных систем. Практический выход исследования – создаваемая генетическая литостратиграфия вендского комплекса имеет прогностическое значение для происхождения залежей углеводородов во внутренних районах Сибирской платформы. Стратиграфическая корреляция опирается на строение осадочных толщ, что предполагает применение детальной седиментогрaфии на основе выделения и классификации седиментационных единиц (литофаций) и картирования обнажений. На протяжении всей истории исследования красноцветных терригенных осадочных серий на юго-западной окраине Сибирской платформы развивалось представление о позднедокембрийском (байкальском) орогенезе [Предтеченский, 1960; Семихатов, 1962; Григорьев, 1963; Анатольева, 1968; Хоментовский и др., 1972; Советов, 1977; Sovetov, 2002]. Петрология песчаников позднедокембрийских осадочных серий от северной части Енисейского кряжа до южного Прибайкалья предоставила первые данные для нескольких радикальных выводов о стра-

тиграфии и происхождении отложений [Советов, 1977]. Было установлено, что верхняя кластическая часть чапской (немчанской), тасеевской, оселковой, мотской и байкальской серий включает три горизонта, которые могут использоваться для корреляции. Результатом корреляции стало заключение о стратиграфическом соответствии большей верхней части указанных подразделений юдомскому комплексу (венду) [Советов, 1977]. Был сделан главный палеотектонический вывод, следовавший из петрографической корреляции: в периферийной юго-западной части Сибирской платформы в юдомское время (венд) образовались передовые прогибы (*foredeeps*), которые по генезису и осадочному выполнению резко отличаются от прогибов “миогeosинклинальной” стадии погружения, соответствующей накоплению подстилающих позднепериферийских отложений чингасанской, вороговской, ослянской и карагасской серий. После седиментологического изучения отложений тасеевской серии Енисейского кряжа и оселковой серии Присаянья стал возможным синтез этой части в единый комплекс, который был классифицирован как “периферийный форландовый осадочный бассейн” [Sovetov, 2002; Советов, Благовидов, 2004]. Более сложная история вендского осадконакопления на Сибирской платформе была установлена после детального седиментологического анализа марнинской и удинской свит оселковой серии Присаянья и открытия в ее основании ледниковых и взаимосвязанных гляцио-флювиальных и гляцио-озерных отложений [Sovetov, 2002, 2011a; Советов, Комлев, 2005]. Стало ясно, что в венде произошла последовательная смена двух типов осадочных бассейнов. Особенности седиментации в этих бассейнах были использованы для обоснования стратиграфической

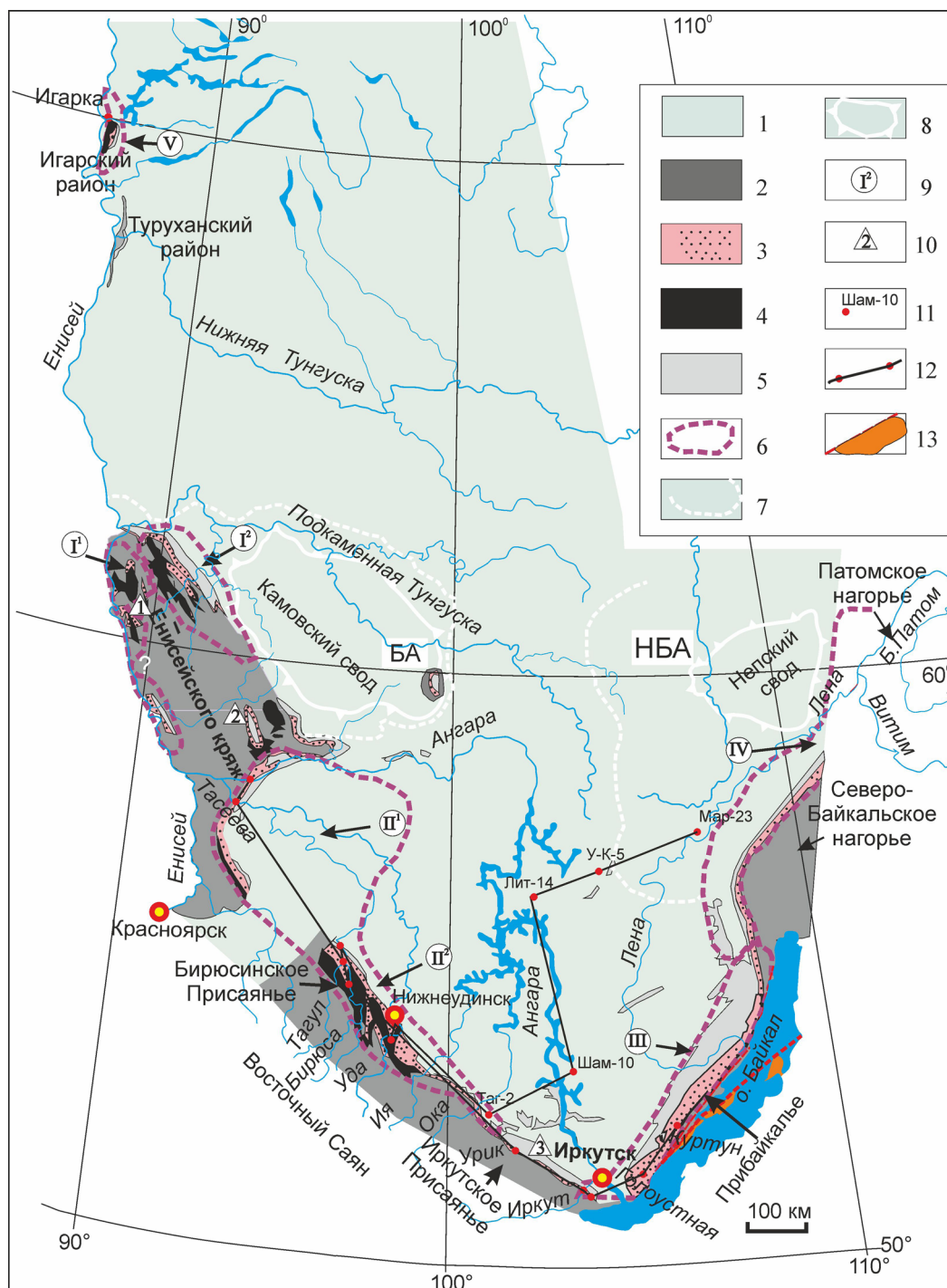


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-запада и запада Сибирской платформы с неопротерозойскими тектоническими элементами.

1 – послекембрийский палеозойско-мезозойский чехол; 2 – отложения ранне-среднекембрийского эвапоритового осадочного бассейна; 3 – отложения вендского осадочного бассейна; 4 – отложения позднерифейских (поздненеопротерозойских, криогенских) рифтогенных осадочных бассейнов; 5 – архейские и палеопротерозойские комплексы фундамента, рифейские (докриогенские) осадочные и вулканогенно-осадочные бассейны складчатого основания платформы; 6 – контуры вендских передовых прогибов; 7 – контуры вендских внутренних поднятий (антеклиз); 8 – контуры наиболее поднятых частей палеоподнятий (сводов); 9 – номенклатура вендских передовых прогибов [Советов, 1977] (цифры в кружках): Северо-Енисейские прогибы: I¹ – Западный, I² – Восточный; Енисейско-Присяянские: II¹ – Южно-Енисейский, II² – Присяянский; III – Прибайкальский; IV – Предпатомский; V – Игарский; 10 – палеоподнятия, разделяющие прогибы (цифры в треугольниках): 1 – Исаковское, 2 – Удоронгское, 3 – Китойское (Иркутское); 11 – разрезы в скважинах: Шамановская-10, Литвинцевская-14, Усть-Кутская-5, Марковская-23; 12 – направление корреляционных профилей через вендский осадочный бассейн; 13 – ранепалеозойская Ольхонская зона сдвига.

Fig. 1. Schematic geological map of the south-west and west of the Siberian Platform with Neoproterozoic tectonic elements.

1 – after Cambrian Paleozoic-Mesozoic cover; 2–4 – Vendian-Cambrian deposits: 2 – Early-Middle Cambrian evaporite basin, 3 – Vendian sedimentary basin, 4 – Late Riphean (Late Neoproterozoic, (Cryogenian)) riftogenic basins; 5 – Archaean and Paleoproterozoic rocks of basement and Riphean (PreCryogenian) sedimentary and volcano-sedimentary basins in the basement complexes; 6 – Vendian foredeeps outlines; 7 – Vendian buldges (anteclasses) outlines; 8 – contours of anteclasses arches; 9 – Vendian foredeeps nomenclature [Sovetov, 1977] (numbers in circles): North-Yenisey foredeeps: I¹ – Western, I² – Eastern; Yenisey-NearSayan: II¹ – South-Yenisey, II² – NearSayan; III – NearBaykal; IV – NearPatom; V – Igarka; 10 – paleorises divided foredeeps each other (numbers in triangles): 1 – Isakovka, 2 – Udoronga, 3 – Kitoi (Irkut); 11 – boreholls: Shaman-10, Litvintsevo-14, Ust'-Kut-5, Markovo-23; 12 – direction of the correlation lines across Vendian sedimentary basin; 13 – Early Paleozoic Ol'chon wrench zone.

корреляционной схемы, которая рассматривается в статье. Оселковская серия Бирюсинского Присяянья изучена наиболее детально и выступает связующим звеном для двух профилей корреляции: вдоль юго-западной окраины седиментационного бассейна и от его периферии к центру.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактическим материалом для статьи были авторские описания и полевые классификации вендских отложений в обнаженных разрезах стратиграфических серий венда на Енисейском кряже, в Бирюсинском и Иркутском Присяянье, юго-западном Прибайкалье. Петрология отложений в статье специально не рассматривается, но состав кластики учитывался для корреляции пачек и свит.

Методы седиментологии были базой литостратиграфии и палеогеографического анализа. Они включают: 1) литофациальный анализ и классификации литофаций; 2) синтез группировок литофаций (архитектурных элементов) с применением фотопанорам субвертикальных стенок обнажений ("вертикальное картирование"); 3) классификации и анализ следов палеотечений (по подошвенным знакам, форсетам косых серий и отпечаткам струй течений); 4) анализ эвстатического колебания уровня моря по маркирующим осадочным системам; 5) анализ поверхности ледниковой экзарации в бассейне седиментации; 6) анализ маркирующих палеонтологических остатков (слепок мягкотелых животных и трейс-фоссилс), маркирующих границу венда и кембрия (эдиакарана и кембрия); 7) анализ петрологии кластических отложений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Литостратиграфия айсинской свиты

Оселковская серия при геологическом картировании Бирюсинского Присяянья подразделена на три свиты: марнинскую, удинскую и айсинскую [Советов, Комлев, 2005 и ссылки в этой работе]. Ранее детальная литостратиграфия поздневендских отложений (мошаконской свиты, s.s.) на юго-востоке Енисейского кряжа была разработана на основе се-

диментологических данных и анализа цикличности осадконакопления [Светов, Благосидов, 2004]. Мошаконская свита (всего 980 слоевых единиц) была подразделена на две самостоятельные свиты – гребенскую и веселовскую, каждая из которых состоит из четырех пачек аллювиальных отложений с прямой гранулометрической градацией отложений.

Принципиальная литостратиграфическая структура, сходная со структурой мошаконской свиты (s.l.), была выявлена в Бирюсинском Присяянье при седиментологическом анализе айсинской свиты.

Стратиграфический объем айсинской свиты, закартированной при государственной съемке по яркому макроскопическому признаку – пестроцветной окраске – автором увеличен присоединением к ней снизу зеленовато-серых кластических отложений, относимых на картах к верхней части удинской свиты. Проблема стратиграфического скольжения границы зелено-серых и пестроцветных терригенных отложений одинакового петрографического состава в верхней части оселковской серии была разобрана С.С. Брагиным [1985], который для подразделения, объединяющего айсинскую и верхнюю часть удинской свиты, предлагал новое название – икейская свита.

Автор полностью разделяет это принципиальное заключение, которое высказывалось и раньше, но считает целесообразным сохранить за этим "синтетическим" подразделением название *айсинская свита*. Айсинская свита в увеличенном объеме объединяет все поздневендские отложения аллювиального происхождения и одинакового петрографического состава в единый *континентальный* подкомплекс, не разделенный внутри себя какими-либо принципиальными границами. Подстилающие отложения удинской и марнинской свит и их стратиграфических аналогов объединены в *континентально-морской* подкомплекс. Нижняя граница айсинской свиты по кровле пещернинской пачки известняков удинской свиты рассматривается как принципиальный корреляционный репер эпохи высокого стояния уровня моря [Sovetov, 2011b]. Граница между айсинской и вышележащей усть-тагульской свитами резкая: на красных флювиальных алевролитах и мелкозернистых песчаниках айсинской свиты с эрозийным контактом залегает пачка валунных конгло-



Рис. 2. Стратиграфический контакт валунных конгломератов усть-тагульской свиты с алевролитами и песчаниками катальчиковской пачки айсинской свиты на правом берегу р. Тагул в 1 км выше слияния рек Тагул и Бирюса.

Fig. 2. Stratigraphic contact of Ust-Tagul Formation boulder conglomerate and siltstone-sandstone of the Aysa Fm. (Katal'chikov Mamber), on the right bank of Tagul River about 1 km up-stream from Tagul and Biryusa rivers junction.

мератов усть-тагульской свиты (рис. 2). Конгломераты и связанные с ними аркозовые песчаники усть-тагульской свиты были прослежены от Енисейского кряжа до Иркутского Присяянья [Семихатов, 1962; Хоментовский, 1985] и объединяются в хорошо выдержанный “енисейско-присяянский” горизонт [Советов, 1977]. Верхняя часть этого горизонта характеризуется сменой аллювиальных отложений – прибрежно-морскими и появлением уникальных ихнофоссилий, представленных в том числе видом-индексом *Treptichnus pedum* [Sovetov et al., 2007]. Следы этой **уникальной биоты** были обнаружены автором в основании островной свиты в Енисейском кряже, на границе двух подсвит усть-тагульской свиты в Бирюсинском Присяянье, в верхней части шаманской свиты в Иркутском Присяянье (рис. 3). Эта биота имеет статус корреляционного репера между эдиакараном (эдиакарием) и кембрием (фортунским ярусом нижнего кембрия Международной стратиграфической шкалы (МСШ)) [Gradshtein et al., 2004] **или границы** между котлинским и ровенским (немакитдалдынским) горизонтами позднего венда Общей стратиграфической шкалы России (ОСШ)) [Соколов, 1997, 2013].

Литостратиграфия айсинской свиты была разработана на разрезах по рекам Тагул, Бирюса и Уда (рис. 4). Айсинская свита (1160–1300 м) подразде-

лена на шесть пачек, получивших собственное наименование по местоположению литостратотипического разреза (снизу вверх) [52]: 1) кагатская пачка (р. Уда, урочище Муксут) 110–120 м; 2) муксутская пачка (р. Уда, урочища Муксут и Плиты, р. Бирюса, пос. Кедровый, р. Тагул, урочище Плотбище, выше пос. Георгиевка) 130–150 м; 3) луговская пачка (р. Бирюса, правый борт, от р. Луговая до о. Серебров) 350–370 м; 4) серебрянская пачка (р. Бирюса, правый борт, от о. Серебров до о. Красный) 240–260 м; 5) тымбырская пачка (р. Бирюса, правый борт, против о. Красный, и в левом борту р. Тымбыр) 180–200 м; 6) катальчиковская пачка (р. Тагул, правый борт, против о. Катальчиков) 150–200 м. Объединенные муксутская и луговская пачки образуют крупный цикл (секвенцию), в котором роль базального элемента играют массивные пласты русловых отложений муксутской пачки. Подразделение этой сиквенции на две пачки сделано для акцентирования внимания на особенные маркирующие свойства муксутской пачки – русловые отложения *большой глубокой* реки, контролирующие корреляцию венда Енисейского кряжа, Бирюсинского и Иркутского Присяянья, Прибайкалья и внутренних районов Иркутского амфитеатра. Песчаниковые пласты составляют в муксутской пачке около 50% объема, что резко выделяет ее в сравнении с другими пачками.

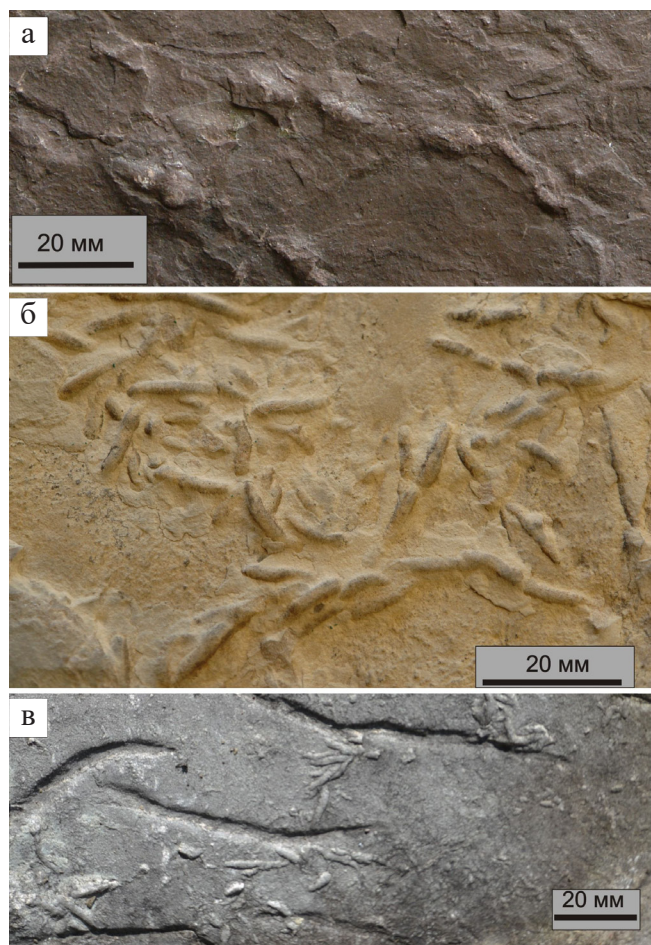


Рис. 3. Ихнофоссилии, маркирующие границу эдиакарана и кембрия в Международной стратиграфической шкале [Gradshtein, 2004] и границу котлинского и ровенского (немакит-далдынского) горизонтов венда в Общей стратиграфической шкале России [Соколов, 2013].

а – цепочка следов *Treptichnus pedum* на поверхности приливных алевролитов верхней части шаманской свиты, левый борт р. Иркут, Шаманский утес (№ 10521-1); б – обильные следы *Treptichnus pedum* на поверхности глинистого доломита, в верхней подсвите усть-тагульской свиты, в 4–7 м от основания подсвиты, правый борт р. Бирюса напротив пос. Соляная (№ 15039-9-6); в – обильные следы *Treptichnus pedum* на поверхности микритовых слабо глинистых доломитов, в нижней пачке островной свиты, около 10 м от основания свиты), правый борт р. Ангара, в 12 км выше пос. Мотыгино (№ 18029-3). Все образцы хранятся в ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск.

Fig. 3. Ichnofossils in the boundary between Ediacaran and Cambrian after ISS [Gradshtein, 2004] or in the boundary between Kotlin and Roven (Nemakit-Daldyn) horizons after CSS of the Russia [Sokolov, 2013].

а – *Treptichnus pedum* in a line on the tidal siltstone in the upper Shaman Fm., left riverside of the Irkut river, Shaman Cliff (no. 10521-1); б – plentiful *Treptichnus pedum* on the clayey dolomite bed surface, in the Ust-Tagul Fm., 4–7 m upper Upper subformation base, right riverside of the Biryusa River opposite Solyanaya village (no. 15039-9-6); в – plentiful *Treptichnus pedum* on weakly clayey micrite dolomite bed surface, in the lower part of the Ostrovnyaya Fm. (10 m from its base), right riverside of the Angara River, 12 km up-stream from Motygino village (no. 18029-3). All specimens kept in IPGG SO RAN, Novosibirsk city.

Луговская пачка на 60–90% состоит из чередующихся тонкообломочных отложений (тонкозернистые песчаники, алевролиты, алевролиты-аргиллиты мадстоуны), включает до 2–14% песчаников мелко-среднезернистых сортированных пластовых и 3–37% песчаников мелкозернистых несортированных, алевролитистых пластовых. Пластовые песчаники имеют резкие нижнюю и верхнюю границы и образуют интервалы, в которых доля тонкообломочных компонентов наименьшая. Серебровская пачка состоит из преобладающих тонкообломочных отложений (54–69%) и подчиненных пластовых сортированных средне-мелкозернистых песчаников (9–37%), пластовых мелкозернистых несортированных песчаников (7–19%) (рис. 5). Пластовые сортированные песчаники выполняют русла реки и характеризуются пологой косою слоистостью дюн. На интервалах “сгущения” в разрезе пластовых песчаников (47–50%) содержание тонкообломочных отложений минимальное. Тымбырская пачка состоит из тонкообломочных отложений (72–86%), пластовых средне-мелкозернистых сортированных песчаников (3–21%), пластовых мелкозернистых несортированных песчаников (4–15%).

Границы в основании муксутской и каталичковской пачек имеют региональную протяжен-

ность и могут уверенно коррелироваться с границами в основании гребенской (gr_1) и веселовской (vs_1) свит на юго-востоке Енисейского кряжа [Советов, Благовидов, 2004; Sovetov et al. 2007]. Основания серебровской и тымбырской пачек могут, наиболее вероятно, сопоставляться с резкими литологическими реперами (gr_2) и (gr_4) гребенской свиты [Советов, Благовидов, 2004].

Литофациальный анализ айсинской свиты

Краткое содержательное определение цели фациального анализа приведено в работе [Walker, 1992, р. 7–8]. Литофации (фации) используются как инструмент для описания осадочных толщ, средство для построения моделей осадочных систем и для их корреляции. Литофации – это единицы разреза, сходные в каждой группе по ряду параметров и зависящие от физических и биохимических условий седиментации. Для описания аллювиальных осадочных систем всех типов и любого возраста были предложены “стандартная” и частные классификации фаций [Советов, 1986; Miall, 1996; Советов, Благовидов, 2004]. Построение фациальной модели определяется генетической интерпретацией литофаций с опорой на результаты полевых наблю-

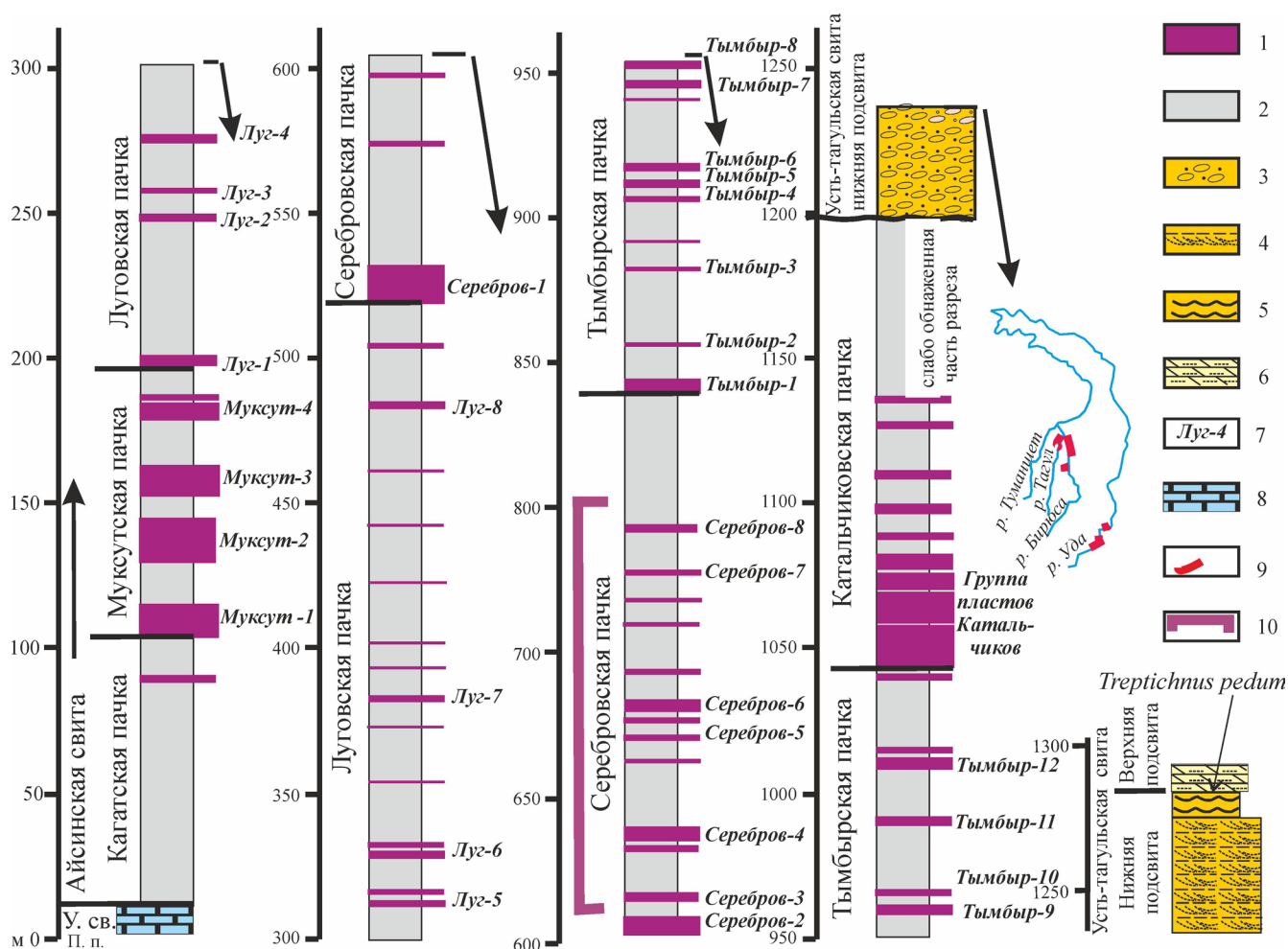


Рис. 4. Стратиграфия айсинской свиты в разрезах рек Бирюса и Тагул в районе их слияния (Бирюсинское Присянье).

1 – песчаник массивный наклоннослоистый и косослоистый (острова и отмели в руслах); 2 – тонкослоистые мелко-тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты (прирусловые валы и пойма); 3 – валунный конгломерат нижней части русла, галечно-песчаная река сплетенного типа; 4 – песчаник массивный крупно-среднезернистый косослоистый (внутрирусловые бары); 5 – песчаник и алевролит средне-тонкослоистый, косоволнисто-слоистый и косослоистый (верхняя часть внутрирусловых баров и мелкие русла дельты); 6 – песчанисто-алевритовый пластово-строматолитовый доломит с ихнофоссилиями *Treptichnus pedum* (прибрежная часть морского бассейна); 7 – буквенные обозначения наиболее крупных русел; 8 – известняк микрофитолитовый и строматолитовый, маркирующий границу удинской и айсинской свит; 9 – положение разрезов айсинской свиты; 10 – интервал разреза, показанный на фотографии, рис. 6.

Fig. 4. Stratigraphy of the Aisa Fm., in the sections along the Biryusa and Tagul rivers in the district its junction (Biryusa NearSayan region).

1 – massive sandstone gentle cross-bedded and trough cross-bedded (islets and shoals in the channels); 2 – thinbedded finegrained sandstone, siltstone and mudstone (levees and floodplane); 3 – boulder conglomerate in the lower unit of the channel in the braided pebbly-sandy river; 4 – massive coarse-middlegrained cross-bedded sandstone (intrachannel bars); 5 – middle-thinbedded sandstone and siltstone cross-bedded and cross-laminated (upper part of intrachannel bars and small deltaic channels); 6 – platy-layered sandy-silty stromatolite dolomite with ichnofossils *Treptichnus pedum* (coastal zone of the sea); 7 – designation of more sizeable channels; 8 – microphytolite and stromatolite limestone marking Uda Fm. and Aysa Fm. boundary; 9 – Aysa Fm. sections location, 10 – section interval showned in the photo, Fig. 6.

дений, ассоциативность, сравнение с другими стратиграфическими единицами сходного происхождения осадков и обстановок их седиментации. В рамках современных седиментологических и стратиграфических концепций осадочная система определяется как “трехмерный ансамбль литофаций, ге-

нетически связанный действующими или выводимыми процессами и обстановками” [Posamentier et al., 1988].

Набор из 21 литофаций речных отложений был выделен раньше в разрезах алешинской и мошакской свит тасеевской серии Егнисейского кря-

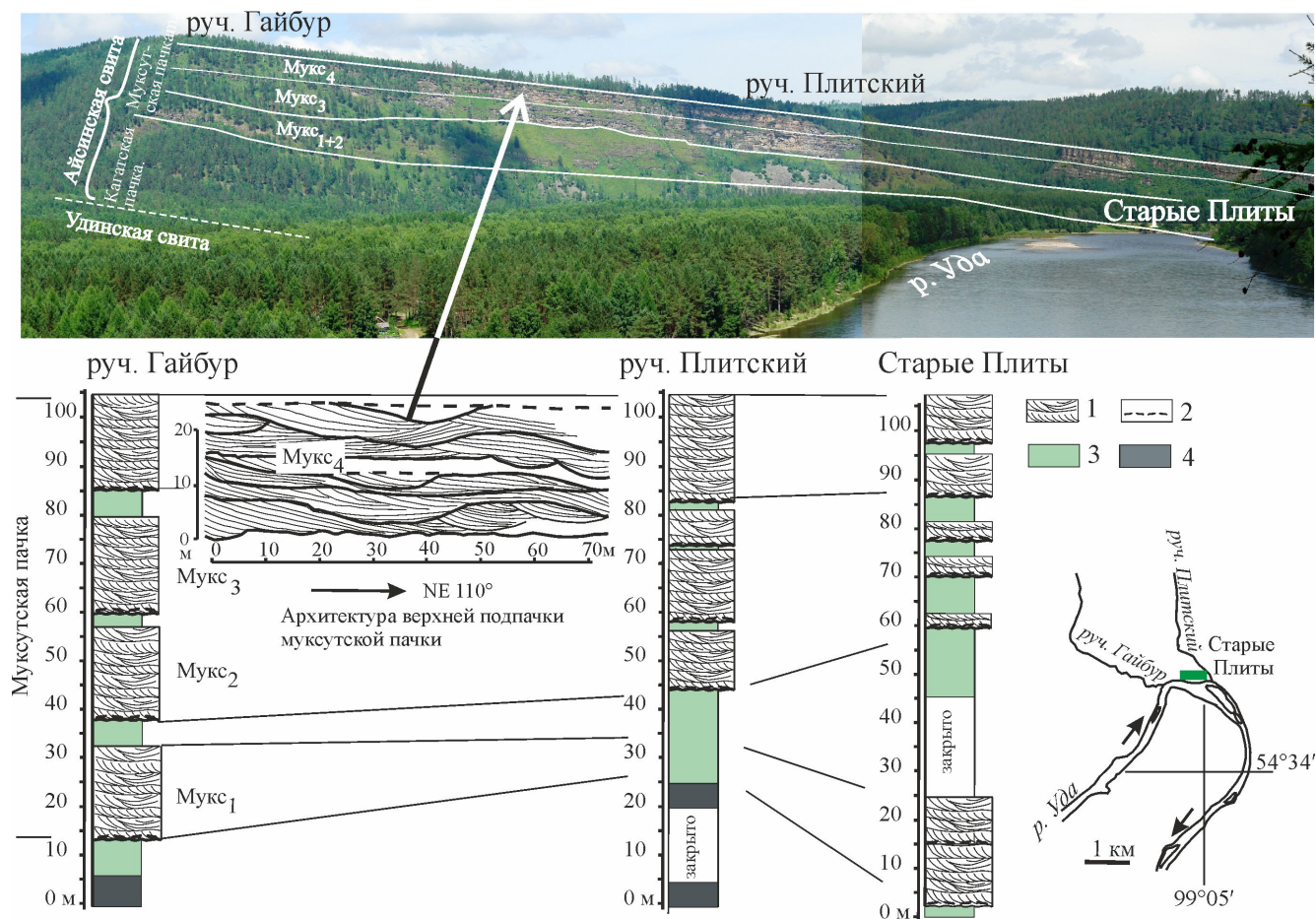


Рис. 5. Стратиграфическая последовательность отложений в муксутской пачке айсинской свиты в левом борту р. Уда, урочище Старые Плиты. Аллювиальная система песчаной большой глубокой реки.

1 – песчаник крупно-среднезернистый внутрирусловых баров, 2 – интракласты песчаника и алевролита, 3 – тонко-косослойчатый песчаник и алевролит кривасс суспензионных потоков на прирусловом вале, 4 – тонко-параллельно-слоистый песчаник и алевролит с ламинитовой текстурой на пойме.

Fig. 5. Stratigraphy of the Muksut Mb of Aysa Fm at the left riverside Uda, Starye Plity locality. Big deep river sandy fluvial system.

1 – coarse-middle-grained sandstone of intra-channel bars, 2 – sandstone and siltstone intraclasts, 3 – fine-cross-bedded sandstone and siltstone of crevasses and suspension currents at the levees, 4 – fine-parallel-bedded sandstone and siltstone with laminar structure at the floodplane.

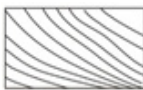
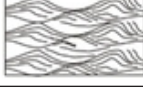
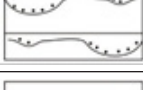
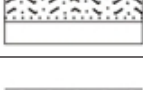
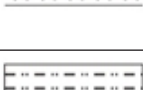
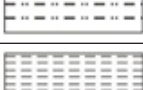
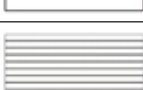
жа [Советов, Благовидов, 2004]. Литофации не отличаются от литофаций аллювиальных отложений различных классификационных схем [Nadon, 1994; Miall, 1996, 2014; Makaske, 2001].

В айсинской свите Присяня выделены 14 литофаций (табл. 1), и они весьма близки литофациям мошакской свиты (s.s.). В представляемой работе классификация литофаций генерализована для главной цели – приемлемого, по времени наблюдений, наиболее точного описания осадочной толщи (см. табл. 1). Литофации, обозначенные прописными буквами алфавита с добавлением аббревиатуры текстур, были инструментом поэлементного описания (седиментографии) айсинской свиты Присянского прогиба.

Блоки осадочного разреза, названные архитектурными элементами [Allen, 1983; Miall, 1996], определяют тип и класс осадочных, в том числе речных, систем [Советов, 1986]. Выделение архитектурных элементов опирается не только на парагенезис литофаций, но и на морфоструктуру тел (например, каналов, баров и дюн), на трехмерный пространственный анализ и картирование обнажений.

Наблюдения и детальная седиментография айсинской свиты показали, что она сложена только речными отложениями, которые можно объединить в осадочные системы двух типов: 1) глубокой песчаной реки с внутрирусловыми или чередующимися барями и крупными прирусловыми валами (см. рис. 5); 2) мелкой и умеренно глубокой сет-

Таблица 1. Классификация литофаций айсинской свиты**Table 1.** Classification of lithofacies Aisinskaya Formation

№ пп	Аббревиатура	Текстура	Литологическая характеристика
1	Пэ		Песчаник разномелкозернистый с нижней эрозионной границей, с интракластами алевролитов и тонкозернистых песчаников; реактивация течений в основании каналов-русел, либо лопастей баров внутри каналов, нижний режим течения
2	Пнс		Песчаник средне-мелкозернистый с крупной пологонаклонной слоистостью; внутрирусловые передовые склоны баров (форсетовые макроформы), нижний режим течения
3	Пкс		Песчаник средне-мелкозернистый с крупной и средней косой слоистостью; внутрирусловые дюны, слагающие бары, нижний режим течения
4	Пксв		Песчаник средне-мелкозернистый с косоволнистой слоистостью; верхняя часть или подножье внутрирусловых баров, нижний режим течения
5	Пвс		Песчаник средне-мелкозернистый с деформированной косой и волновой слоистостью; стоячие волны (сейш) при конвергенции потоков, нижний режим течения
6	Пл		Песчаник разномелкозернистый с нижней эрозионной поверхностью; линзы среди тонкообломочных отложений прирусловых валов, заплеск при реактивации потока, нижний режим течения
7	Падс		Песчаник мелкозернистый с линзовидной пологой косой слоистостью антидюн с направлением обратным перемещению баров; среди тонкообломочных отложений прирусловых валов, верхний режим течения
8	Пмг		Песчаник средне-мелкозернистый массивный неслоистый с прямой гранулометрической градиацией материала; русла прорыва (кревассы) на прирусловом валу, верхний режим течения
9	Пксвг		Песчаник мелкозернистый с косо-волнистой слоистостью и прямой градиацией материала; конусы выноса русел прорыва (сплеи кревасс) на прирусловых валах и пойме, нижний режим течения
10	ПАла		Песчаник мелко-тонкозернистый и алевролит с ламинитовой текстурой; прирусловые валы, верхний режим течения
11	Алс		Алевролит тонко-параллельнослойчатый; прирусловые валы и пойма, верхний режим течения
12	Аквс		Алевролит косо-волнистослойчатый; прирусловые валы и пойма, нижний режим течения
13	Ам		Алевролит массивный неслойчатый; осаждение суспензии во временных водоемах на пойме
14	ААп		Алевролит и аргиллит тонко-параллельнослойчатый; временные водоемы на пойме; осаждение глинистой фракции суспензии

чатой (анастомозирующей) песчано-иловой реки с поймой (рис. 6). Установлены следующие признаки речных отложений в айсинской свите: 1) каналы-русла, с "однонаправленным" перемещением фор-

сетовых макроформ, песчаных дюн, ряби (табл. 1, рис. 7, фото 1); 2) подошвенные знаки течения в основании каналов, интракластовые брекчии, конгломераты и гравелиты (рис. 7, фото 2 и 4); 3) при-

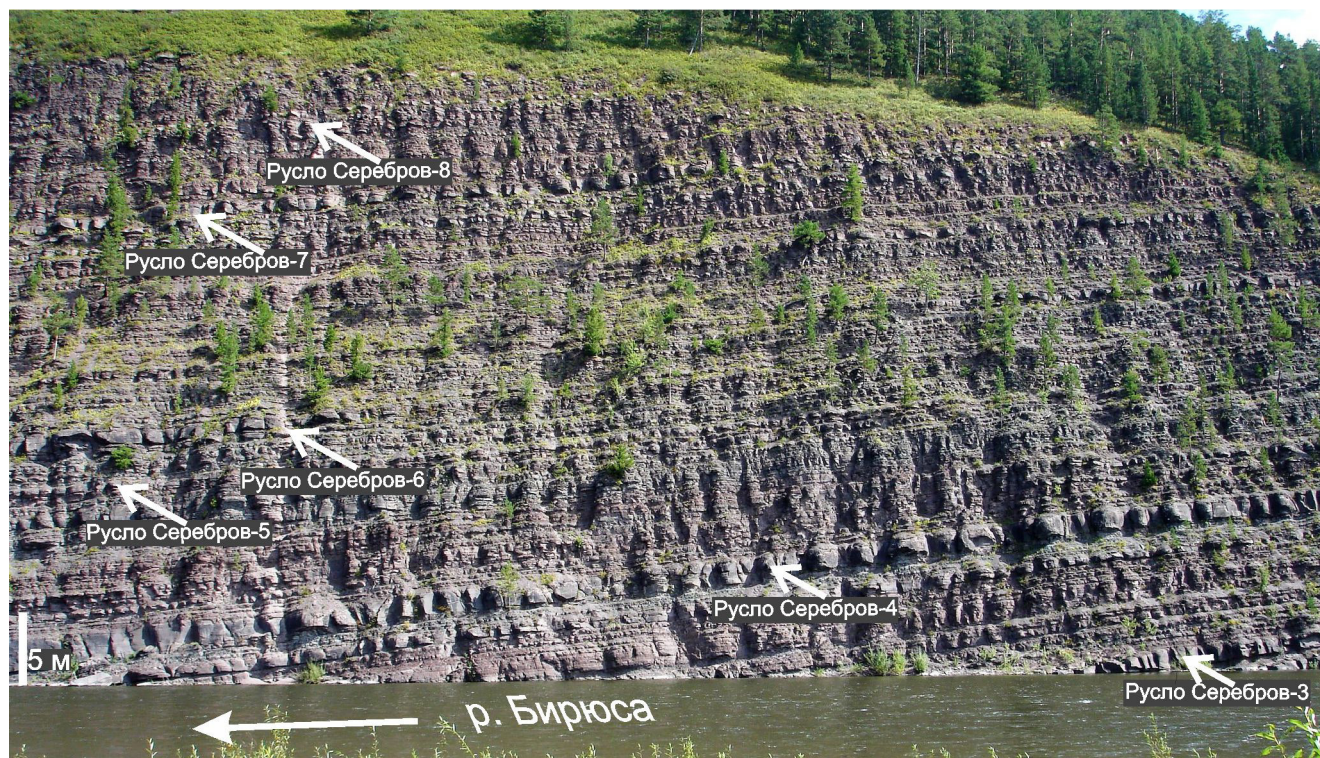


Рис. 6. Фотопанорама речных отложений серебровской пачки айсинской свиты (правый борт р. Бирюса, 1 км ниже о. Серебров). Строение (архитектура) речных отложений айсинской свиты, серебровская пачка. Массивные пласты русловых песчаников чередуются с пакетами мелкослоистых отложений прирусловых валов и поймы. Названиями обозначены крупные русла.

Fig. 6. Alluvial deposits photo-panorama of the Serebrov member (right riverside of the Biryusa River, 1 km downstream from Serebrov islet). Architecture of alluvial deposits in the Aysa Fm., Serebrov Mb. Channel massive beds of sandstone alternating the cosets of levee and floodplane deposits. The names on the photo indicate the more great channels.

русловые валы с песчано-алевролитовыми отложениями низкоскоростных потоков (см. рис. 7, фото 5) и высокоскоростных потоков наводнений (см. рис. 7, фото 6); 4) характерные слепки стоячих волн (сейш) на стрелке течений из двух проток реки (см. рис. 7, фото 3); 5) русла прорыва (кревассы) прирусловых валов и их конусы выноса (рис. 7, фото 7); 6) песчаноалевролитовые отложения слабых течений на пойме с многочисленными следами капель дождя (см. рис. 7, фото 8); 7) отложения застойных эфемерных водоемов на пойме, возникавших во время сильных паводков; 8) “однонаправленное” перемещение кластического материала от внешних поднятий на Сибирский кратон; 9) однотипный состав обломочного материала, соответствующий провинции “рециклированных орогенов”, т. е. разрушению и переотложению метаморфизованного материала зрелой пассивной континентальной окраины; 10) отсутствие в айсинской свите седиментологических признаков зон морского пляжа и шельфа. Речные отложения большой глубокой песчаной реки с чередующимися и внутрирусловыми песчаными барами аккреции вниз по течению

(DA – down-stream accretion [Miall, 1996]) формировались в трех обстановках: каналах, прирусловых валах и на пойме. Каналы-русла (мощность от 7–20 м до 40–50 м) состоят из четырех литофаций P_6 , P_{nc} , P_{kc} и P_{ks} . Литофация P_6 – базальная и реактивации течения – находится в основании каналов и содержит многочисленные интракласты алевролитов и песчаников разной зернистости, а также иногда фрагменты крупнозернистых гравийных песчаников разрушенных базальных слоев каналов. Сходная литофация реактивации течения находится также на разных уровнях внутрирусловых баров и сложена песчаником крупно-среднезернистым с интракластами алевролитов и алевритистых песчаников. Появлению базальной литофации предшествовал интенсивный размыв внутриканальных дюн и форсетовых макроформ, образование глубоких промоин от метров до десятков метров. Сходная литофация внутри русел связана с выравниванием рельефа русловых отмелей и островов (баров) во время наводнений. Литофация P_{nc} – песчаников средне- и мелкозернистых с крупной наклонной слоистостью песчаных баров (островов) – соответ-

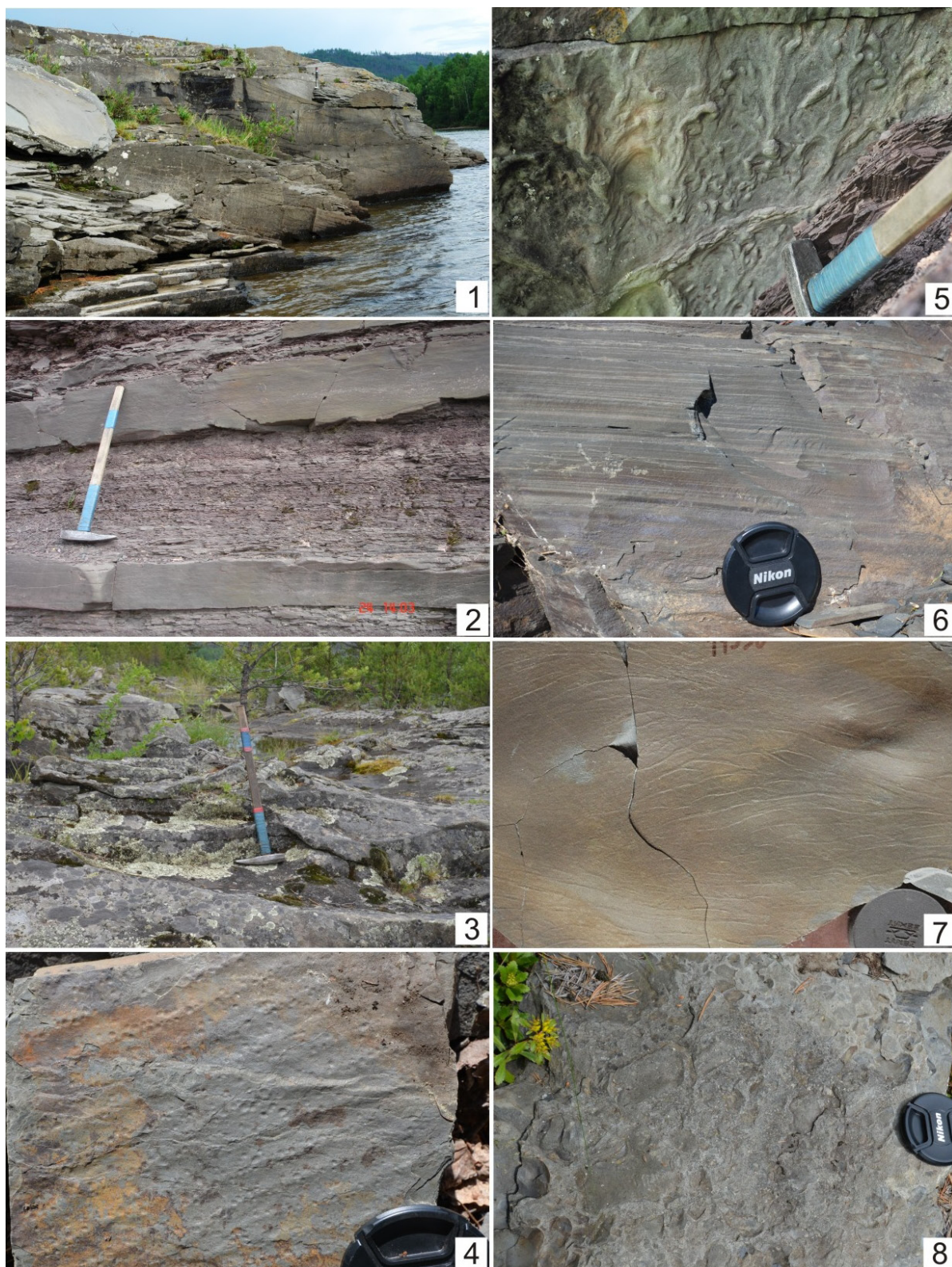


Рис. 7. Типы речных отложений в айсинской свите.

1 – массивные наклонно-слоистые (крупно-косослоистые) песчаники внутрирусловых и чередующихся баров – лопасти форсетовых макроформ (мукутская пачка, р. Уда, урочище Старые Плиты, молоток для масштаба); 2 – руслеца прорыва среди тонкослоистых отложений поймы (серебровская пачка, р. Бирюса, 1 км ниже о. Серебров); 3 – текстура стоячих волн (сейшей) на стрелке двух протоков глубокой реки (мукутская пачка, р. Уда, урочище Старые Плиты); 4 – мелкая рябь течения с отпечатками капель дождя на прирусловом вале (мукутская пачка, р. Бирюса, урочище Кедровый); 5 – слеп-

ки водоворотных ямок и промоин (flute casts) на нижней поверхности русловых отложений, направление течения сверху вниз (серебровская пачка р. Бирюса, 1 км ниже о. Серебров); 6 – параллельная ламинитовая текстура в песчаниках и алевролитах с редкими антидюнами на прирусловом вале (мукутская пачка, р. Бирюса, урочище Кедровый); 7 – изящные знаки слабых струй течений на пойме (*Arumberia*) (мукутская пачка, р. Тагул, 3 км выше пос. Георгиевка); 8 – интракласты тонкозернистого песчаника и алевролита на границе реактивации течения (мукутская пачка, р. Уда, Старые Плиты).

Fig. 7. Alluvial deposits in the Aysa Fm.

1 – massive gentle bedded (great cross-bedding) sandstone of the intrachannel and alternating bars – foreset macroforms bar lobes (Muksut Mb., Uda River, Starye Plity location, hammer for scale); 2 – small channels (crevasse) between fine layered floodplane deposits (Serebrov Mb., Biryusa River, 1 km downstream Serebrov islet); 3 – seiches structure at the junction of two canal in the deep river (Muksut Mb., Uda River, Starye Plity location); 4 – current small ripples with rain drops at the levee (Muksut Mb., Biryusa River, Kedrovyy locality); 5 – flute casts on the channel bed sole, current direction from up to down (Serebrov Mb., Biryusa River, 1 km downstream from Serebrov islet); 6 – parallel-laminated structure in the sandstone and siltstone with antidunes at the levees (Muksut Mb., Biryusa River, Kedrovyy locality); 7 – delicate marks of weak currents at the floodplane (*Arumberia*), (Muksut Mb., Tagul River, 3 km upstream from Georgievka village); 8 – finegrained sandstone and siltstone intraclasts – traces of current reactivation (Muksut Mb., Uda River, Starye Plity locality).

ствует архитектурному элементу ФМ (форсетовым макроформам) [Miall, 1996]. Она заполняла русла миграцией вниз по течению, а также при латеральном наращивании баров (см. рис. 7, фото 1; рис. 5). Внутрирусловые бары имеют отчетливую выпуклую вверх форму, хорошо видимую в обнажениях и на фотопанорамах. Литофация P_{kc} песчаников косослойчатых от мелко- до среднезернистых слагает лингоидные внутрирусловые дюны – ядра форсетовых макроформ – и сменяет P_{nc} вверх по разрезу каналов либо слагает отдельные русльца. Статистика измерений толщины литофаций каналов большой глубокой реки в мукутской пачке показала, что литофация P_{nc} меняется по мощности от 100 до 400 см, а ассоциации макроформ (баров) достигают мощности 20–40 м. Литофация P_{kvc} косоволнистослойчатых мелкозернистых песчаников завершает выполнение русел, но встречается также у подножья дюн и баров. Литофация P_{vc} песчаников с деформированной текстурой “сейшей” (см. рис. 7, фото 3) встречена только в большой глубокой реке, к которой отнесены отложения мукутской и катальчиковской пачек.

Ассоциация прирусловых валов, замещающих русла глубокой реки латерально, включает отложения боковых частей потоков и русел прорыва прирусловых валов. К первой группе относятся три литофации: $P_{л}$, $P_{ад}$, $P_{Ап}$, $P_{квг}$. Литофация $P_{л}$ песчаников неслойчатых линзовидных крупнозернистых, залегающих с размывом в виде прерывистых тел на других отложениях прируслового вала, – следы крупных наводнений и “заплеска” песка на прирусловой вал. Литофации $P_{ад}$ и $P_{Ап}$ параллельно-слоистые песчаноалевролитовые пакеты с текстурой антидюн высокоскоростных и $P_{квг}$ – низкоскоростных течений на прирусловых валах (см. рис. 7, фото 6). Вторая группа включает литофации: $P_{мг}$ массивных песчаников с градиционным уменьшением зернистости вверх по пласту и $P_{кст}$ – мелкокосослойчатых песчаников с градицией в этом же направлении, объединяет отложения русел прорыва (кревасс) и конусов выноса на пойму (см. рис. 7, фото 2). Эти литофации “рус-

лец” образуют структуру коротких циклов эпизодических сильных наводнений. Ассоциация поймы реки включает наиболее тонкообломочные отложения: литофации A_m , A_{nc} , A_{kvc} и $AA_{п}$, представленные соответственно массивными, параллельно- и косоволнистослойчатыми, тонкослойными алевролитами и аргиллитами и тонкослойчатыми аргиллитами (см. рис. 7, фото 4 и 7). Текстуры литофации A_{nc} варьируют от очень тонких косослойчатых – миграции очень мелкой ряби – до параллельно-слоистых. Литофация $AA_{п}$ черных, часто неслойчатых аргиллитов (мадстоунов) выполняет эфемерные водоемы на пойме, образовавшиеся во время крупных наводнений. Такие наводнения определяются по циклическому строению пластов – от литофации суспензионного потока $P_{мг}$ и A_m до стоячего водоема с $AA_{п}$.

Типичный вид обнажения серебровской пачки демонстрирует чередование лентообразных тел русел и пакетов чередования руслец прорыва (кревасс) и тонкообломочных отложений поймы (см. рис. 5). Выделяются группы литофаций: 1) каналов-русел относительно мелких постоянных рек; 2) руслец-кревасс на прирусловых валах и пойме; 3) “заплеска” литофаций каналов на прирусловой вал в эпизоды высокой воды; 4) суспензионных потоков наводнений на прирусловых валах; 5) донных течений разной интенсивности на прирусловых валах и пойме; 6) временных водоемов-озер на пойме после наводнений. Русла более мелкой постоянной реки сложены литофациями P_{nc} и P_{kc} , представляющими срезы лингодных выпуклых вверх дюн. Относительно более крупные каналы в основании серебровской и тымбырской пачек включают обе литофации, представленные среднезернистым, до крупнозернистого, песчаником, и имеют многэтажное строение, как в мукутской пачке, более мелкие каналы заполнены только косослойистым песчаником. Прекрасно выражены нижние эрозионные границы каналов со знаками течения (см. рис. 7, фото 5) и постепенный переход вверх и вбок к отложениям прируслового вала (см. рис. 7, фото 2, 4 и 7)

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ КОРРЕЛЯЦИИ
ОСАДОЧНЫХ СИСТЕМ**Корреляция вендских отложений вдоль юго-западной краевой части Сибирской платформы**

Для создания модели осадочного бассейна важнейшее значение имеет литостратиграфический каркас, т.е. последовательность и латеральные связи осадочных систем. Для позднедокембрийских осадочных комплексов физическая внутривассейновая корреляция играет первостепенную роль. Литостратиграфическая корреляция неопротерозойских осадочных серий на юго-западе Сибирской платформы – от Енисейского кряжа к Бирюсинскому и Иркутскому Присянью и Прибайкалью, проводившаяся разными исследователями во второй половине XX в., характеризуется сходной методологией [Советов, 1977; Хоментовский, 1985; Шенфиль, 1991]. Корреляция опиралась на крупные литологические комплексы, этапность осадконакопления и неизбежно была зависимой от истолкования происхождения отложений и геологической истории отдельных районов. Звенья цепи поздне-неопротерозойских прогибов вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы разделены конседиментационными поднятиями, где происходили главные изменения комплексов литофаций и мощности отложений.

Стратиграфическое положение позднедокембрийского осадочного комплекса, представленного отложениями чапской, тасеевской, оселковой, олхинской, мотской, байкальской сериями и локализованного в краевых (передовых) прогибах юго-запада Сибирской платформы, вызывает острую дискуссию [Хоментовский и др., 1972; Советов, Комлев, 2005; Sovetov et al., 2007]. Наиболее широко распространенная, ранняя, точка зрения о хроностратиграфическом положении оселковой серии и ее аналогов в составе позднего рифея появилась после проведения региональных стратиграфических исследований [Хоментовский, 1985; Шенфиль, 1991]. Эта точка зрения казалась логически безупречной, так как региональный перекрывающий конгломерат-песчаниковый комплекс усть-тагульской свиты и ее аналогов по историко-геологическим построениям относился к нижнему подразделению юдомского комплекса (раннему венду) [Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1985; Шенфиль, 1991]. Соответственно, граница между рифеем и вендом (юдомским комплексом) в чехле Сибирской платформы по корреляции проводилась между тонкообломочными отложениями олхинской (тыретской) свиты и песчаными отложениями мотской (хужирской) свиты [Хоментовский и др., 1972; Шенфиль, 1991]. Первые сомнения в достоверности стратиграфической классификации появились после петрографического из-

учения песчаников кластических отложений позднедокембрийских серий в открытых разрезах и керне скважин опорного и нефтепоискового бурения [Советов, 1977].

Ключевое значение для региональной и глобальной корреляции имеют, биостратиграфические [Семихатов и др., 2013], климатостратиграфические и хемотратиграфические данные. Обнаружение в подошве оселковой серии Присянья ледниковых отложений, их отождествление с оледенением позднекриогенской эпохи Марино по МСШ, а также независимые палеонтологические данные и датирование детритовых цирконов стали внешним основанием для идентификации венда и его корреляции на юго-западе Сибирской платформы [Советов, Комлев, 2005; Чумаков и др., 2011, 2013; Советов, Казак, 2013]. Эти данные были использованы для создания региональной схемы корреляции поздне-неопротерозойских отложений юго-западной и южной периферии Сибирской платформы [Sovetov et al., 2007; Sovetov, 2011a, 2011b]. Усовершенствованная схема такой корреляции в продольном сечении осадочного бассейна показана на рис. 8.

Региональное корреляционное значение имеют тиллиты, диамиктиты и гляциогенные брекчии, которые образовались на поверхности ледниковой экзарации и занимают базальное положение в марнинской свите оселковой серии. Эти грубообломочные несортированные отложения найдены в бассейнах рек Уда, Бирюса и Тагул. С тиллитами марнинской свиты Присянья стратиграфически сопоставлены генетически близкие отложения: гляциофлювиальные конгломераты, брекчии и микститы, а также ледниковая штриховка ложа в основании подъемской свиты чапской серии севера Енисейского кряжа, в основании алешинской свиты тасеевской серии (юг Енисейского кряжа) [Советов, 2015], в основании ванаварской свиты непской серии (Байкитское поднятие) [Мельников, 2009], микститы и брекчии в основании олхинской свиты (Иркутское Присянье) [Мордвин, 1972], бугульдейская пачка диамиктитов в основании голоустенской свиты байкальской серии Прибайкалья [Мац, Егорова, 1957; Божко, 1976; Коробейников, Семейкина, 1978; Советов, Комлев, 2005], конгломераты, “пуддинговые” микститы, а также аркозовые брекчии в основании непской свиты (внутренние районы Сибирской платформы) [Sovetov et al., 2007] и наблюдения автора на юго-восточном склоне Непско-Ботуобинской антеклизы (скв. Чаяндинская № 321-11, скв. Верхне-Вилучанская № 626 – неопубликованные наблюдения автора). Некоторые пачки несортированных отложений и брекчий в основании венда считались остатками коры выветривания [Мордвин, 1972; Коробейников, Семейкина, 1978; Шемин, 2007], но убедительных данных такого их происхождения нет, а залегание

на глубоко эродированной неровной поверхности фундамента с характерными глубокими эрозионными впадинами, неотсортированными обломками подстилающих пород и стратиграфическое перекрытие трансгрессивными отложениями убеждают в родственности этих диамиктитов гляциальной бугульдейской пачке в основании голоустенской свиты байкальской серии [Советов, Комлев, 2005; Sovetov, 2011a]. Стратиграфически выше тиллитов прослежено несколько границ, связанных с масштабными падениями уровня моря и эрозией субстрата. Важнейшее значение для корреляции имеют эрозионная граница между огнитской и озеркинской пачками марнинской свиты Присаянья [Советов, Комлев, 2005; Sovetov, 2011a], сопоставляемая с ней эрозионная граница между улунтуйской и голоустенской свитами Прибайкалья [Маслов, 1983; Sovetov, 2011a], граница нижней и средней подсвит (пачек) чистяковской свиты, нижней и верхней подсвит подъемской свиты [Советов, Благовидов, 2004]. Не менее важное корреляционное значение имеют седиментологический маркер масштабного падения уровня моря, врезание аллювиальных долин и проградация речных отложений на границе удинской и марнинской свит Присаянья [Советов, Комлев, 2005; Sovetov, 2011a, 2011b]. Эта граница также резко разделяет верхнюю и среднюю подсвиты (пачки) чистяковской свиты [Советов, Благовидов, 2004], среднюю и верхнюю подсвиты улунтуйской свиты [Мац, Егорова, 1957]. Меньшее значение для корреляции имеют маркеры высокого стояния уровня моря, представленные биомикритовыми или фитолитовыми известняками и доломитами. Важнейшее корреляционное значение глобального масштаба имеют позднекембрийские (раннеэдиакаранские) постгляциальные покровные доломиты (кэп-доломиты), характеризующиеся специфическими признаками: ламинитовой текстурой слабых течений и микробиолитовых матов, микритовой структурой, первичной битуминозностью, включениями марказита, деформациями, связанными предположительно с истечением газогидратов в эпоху дегляциации. Подошва кэп-доломитов считается архистратиграфической границей и разделяет в Международной стратиграфической шкале эдиакаран (эдиакарий) и криогений [Gradstein et al., 2004, Knoll, 2006]. Покровные доломиты прекрасно обнажены в Присаянье и Прибайкалье и представлены нижней частью озеркинской пачки марнинской свиты и нижнеголоустенской подсвитой соответственно [Sovetov, 2011a, 2011b]. Покровные доломиты накапливались в локальных узких полупресноводных морях-озерах, появившихся после глобального таяния ледников и выполняют эрозионные впадины ледникового рельефа, поэтому в каждой местности они локализованы в изолированных линзах. Покровные доломиты осаждались во внутриконтинентальных бассей-

нах и имеют сложные фациальные взаимоотношения с карбонатными и терригенными отложениями шельфов открытого моря. В частности, доломиты озеркинской пачки в бассейне р. Уда замещаются на юго-запад в сторону открытого моря смешанным терригенно-карбонатным комплексом с архитектурой биогермных бугров (онкоидов) морских дюн и песчаных волн [Sovetov, 2011b]. Линзы фитолитовых известняков и доломитов стратиграфически значительно выше постгляциальных покровных доломитов приурочены к верхней части марнинской и удинской свит [Советов, Комлев, 2005] и маркируют также уровни высокого стояния уровня моря в подъемской, чистяковской, олхинской и улунтуйской свитах.

В целом детальное подразделение нижней части оселковой серии и структура сиквенций применены как доказательная основа для корреляции с нижними частями чапской, тасеевской и байкальской серий [Sovetov et al., 2007]. Эти серии отнесены к венду по климатостратиграфическим, хеомстратиграфическим (по изотопам углерода и стронция) и биостратиграфическим данным (отпечатки и слепки Metazoa) [Советов, Комлев, 2005; Советов, 2007; Sovetov, 2011b; Покровский и др., 2012]. Вывод был подтвержден постмаринскими (постварангерскими, постлапландскими) значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах пещернинской пачки удинской свиты, исследованных А.Дж. Кауфманом с соавторами (Мэрилендский университет США, устное сообщение), и в улунтуйской свите байкальской серии [Kuznetsov et al., 2013].

Начало поздневендского континентального осадконакопления связано с литологической границей между известняковыми отложениями удинской свиты, венчающими одноименный цикл (сиквенцию) и его аналоги, и песчаноалевролитовыми отложениями аллювиальной и прибрежно-морской равнин. Эта граница, обусловленная сменой типа осадочного бассейна, в палеогеографическом и палеотектоническом отношении – одна из наиболее кардинальных в вендской истории Сибирской платформы [Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, 1985; Sovetov, 2002, 2011b; Sovetov et al., 2007] и, вероятно, соответствует рубежу редкин-ского и котлинского горизонтов венда Восточно-Европейской платформы [Гражданкин, 2006; Соколов, 1997, 2013].

Главную роль в идентификации отложений, которые автор считает синорогенной поздневендской молассой, сыграли седиментологические и петрологические данные. Результаты седиментологической работы формулируются в следующих пунктах: 1) кластический материал моласс по составу соответствует провинции “рециклированных орогенов” [Советов, Казак, 2013] по классификациям [Dickinson, Suczek, 1979]; 2) область сноса находилась к юго-западу от Сибирского кратона; 3) реч-



Рис. 8. Детальная корреляция вендских отложений вдоль юго-западной окраины Сибирской платформы.

Образования осадочного бассейна позднего венда-раннего кембрия общего погружения Сибирского кратона (с внешним источником кластического материала); отложения внутриконтинентального морского бассейна: 1 – доломиты массивные и доломитовые брекчи, 2 – доломиты глинисто-алевритовые, алевролиты и песчанники ламинарные с глиптоморфозами по галиту (надприливная зона, себха), 3 – доломиты мелкослоистые (подприливные лагуны), 4 – доломиты пластово-строматолитовые (внутриприливная зона), 5 – песчанники и алевролиты с текстурой волновой ряби и дюн подприливной зоны. Отложения краевой части бассейна: 6 – песчанники параллельно-слоистые с биотурбациями и текстурой дюн, 7 – песчанники гравийные и галечные, конгломераты с троговой косой слоистостью русел. Вендский форландовый бассейн, *континентальный* подкомплекс (внешний источник кластического материала): 8 – песчанники с крупной наклонной и косой слоистостью русел глубоких и относительно мелких рек, 9 – песчанники, алевролиты и аргиллиты русел прорыва, на прирусловых валах и пойме. Образования *континентально-морского* подкомплекса. 10–11 – отложения внутрикратонных радиальных рек и их дельты (с внутренним источником обломочного материала): 10 – конгломераты, гравелисты и гравийные песчанники с косой слоистостью русел песчано-гравийной реки, 11 – песчанники, алевролиты и аргиллиты с дельтовой последовательностью наслоения. Отложения ледниковой эпохи (с внутренним источником обломочного материала): 12 – тиллиты и ледниковые брекчи, 13 – песчанники несортированные, алевролиты, аргиллиты и доломиты строматолитовые с гравийно-песчаным дебрисом, (глиацо-флювиальные и гляцио-озерные). Отложения постледниковые шельфовые: 14 – доломиты покровные ламинарные и волнистослоистые (мелкие озера-моря), 15 – песчанистые доломиты с крупной волновой слоистостью прибрежных баров, 16 – песчанники (ортокварциты) косослоистые прибрежных баров и дюн, 17 – алевролиты и аргиллиты с пакетами песчанников приливных и штормовых течений, 18 – известняки линзовидные микрофолитовые, оолитовые и строматолитовые банок и биогермных массивов, 19 – известняки биогермные и зернистые (карбонатные темпеститы) высокого стояния уровня моря. Отложения эпиконтинентального моря, синхронные с *континентальным* подкомплексом: 20 – песчанники кварцевые прибрежные и штормовых выносов, 21 – песчано-илые и песчано-известняковые темпеститы, 22 – алевролиты и аргиллиты ламинарные дистальных частей штормовых течений. Довендские образования основания осадочного бассейна: 23 – глинистые известняки и сланцы киргизской свиты позднего рифея (криогения), 24 – строматолитовые песчанистые доломиты тагульской и алевроитовые кварциты ипситской свиты карагасской серии позднего рифея (криогения). 25 – метаморфические и магматические породы палеопротерозоя фундамента Сибирской платформы. Стратиграфическое положение: 26 – ихнофоссилий *Triptichnus redum*, 27 – фосфатных пород и фосфоритов. Основные маркирующие границы: 28 – самое низкое стояние уровня моря и, одновременно эрозионная поверхность, сформированная внутриконтинентальным ледником эпохи Марино, 29 – региональная постгляциальная трансгрессия, 30 – эрозионная граница падения уровня моря и последующей трансгрессии в конце раннего венда, 31 – начало проградации аллювиальных систем с кратона в окраинные моря, предположительно, после оледенения Гаскье, 32 – наиболее высокое стояние уровня моря в конце раннего венда, 33 – начало образования экзакратонных провинций *континентального* подкомплекса и периферического форландового осадочного бассейна, 34 – реактивация орогенеза и последующая трансгрессия моря, 35 – смена периферического форландового осадочного бассейна бассейном общего погружения кратона, 36 – смена континентальных условий осадконакопления прибрежно-морскими, 37 – начало образования эвапоритового бассейна позднего венда-раннего кембрия, 38 – тектонические нарушения между вендским чехлом и фундаментом.

Fig. 8. Detailed correlation of the Vendian deposits across south-western margin of the Siberian Platform.

Vendian-Cambrian sedimentary sag basin in the Siberian Craton (external source of clastics); intracontinental sea basin deposits: 1 – dolomite and dolomite breccia, 2 – laminated clayey-silty dolomite, siltstone and sandstone with NaCl pseudomorphs (subtidal zone), 3 – dolomite fine-bedded (subtidal lagoon), 4 – dolomite platystromatolitic (intertidal zone), 5 – sandstone and siltstone with wavy ripples (subtidal zone). Deposits of marginal zone: 6 – parallel-bedded with dunes structure and bioturbation, 7 – conglomerate, trough cross-bedded sandstone with pebbles and gravels. Vendian foreland basin, *continental* subcomplex (external sources of clastics): 8 – channel sandstone coarse gentle- and trough cross-bedded of big deep river and more shallow rivers, 9 – sandstone, siltstone and mudstone of levees and floodplane. Deposits of *continental-marine* subcomplex (internal sources of clastics): 10 – conglomerate, gravelstone, and gravely sandstone cross-bedded of rivers channels, 11 – sandstone, siltstone and mudstone with deltaic sequences. Glacial deposits: 12 – tillite and glacial breccia, 13 – gravely unsorted sandstone, siltstone and stromatolite dolomite with sandy-gravel debris (glaciofluvial and glaciolacustrine). Postglacial deposits: 14 – cap dolomite laminated and wavy-bedded (shallow lake-sea), 15 – sandy dolomite with large wavy bedding (coastal bars), 16 – sandstone-orthoquartzite cross-bedded (coastal bars and dunes), 17 – sandstone and siltstone (black shale) of tidal and storm currents tempestite cosets, 18 – lentil micophytolite and stromatolite limestone of shoals, 19 – biohermal stromatolite and grained limestone of massifs (carbonate tempestites) at the time of sea high rise. Deposits of epicontinental sea synchronous the *continental* subcomplex with: 20 – coastal and storm current quartzose sandstone, 21 – sandstone-mudstone and sandy-limy tempestites, 22 – laminated intercalation siltstone and argillite, distal tempestites. Pre-Vendian rocks: 23 – clayey limestone and shale of Late Riphean Kirgitey Fm., 24 – sandy stromatolite dolomite of the Tagul Fm., and arkose siltstone of the Ipsit Fm. (Late Riphean (Cryogenian) Karagassy Gr.). 25 – magmatic and metamorphic rocks of Paleoproterozoic basement. Stratigraphic position: 26 – ichnofossils *Triptichnus pedum*, 27 – phosphatic rocks and phosphorites. Main marking boundaries: 28 – lowest sea level and erosional surface in result of intracontinental glacier in the Marinoa epoch (Early Vendian), 29 – postglacial regional transgression, 30 – erosional surface of low stand sea and following sea transgression, 31 – beginning of alluvial system progradation from craton to marginal seas (possibly after Gaskier glaciation), 32 – highest sea level in the Early Vendian end, 33 – onset of exatratonic continental provincial influence, peripheral foreland basin and *continental* subcomplex forming, 34 – orogenesis reactivation and following sea transgression, 35 – change peripheral foreland basin by sag basin, 36 – change continental depositional system by coastal depositional system, 37 – onset of Late Vendian–Early Cambrian evaporite basin, 38 – fault between basement and cover of the Siberian Platform.

ные потоки имели центростремительное направление и перенос терригенного материала происходил от внешних горных сооружений на кратон; 4) перенос и отложение кластического материала осуществлялись постоянными реками и плащеобразными потоками наводнений; 5) приемным бассейном кластического материала было мелкое море во внутренних районах кратона [Sovetov, 2002]. Особенности корреляционные качества имеют мощные песчанниковые пачки и границы аллювиальных циклов в основании гребенской и айсинской свит и резонансные отложения во внутрикратонном бассейне седиментации, отражающие региональные проградации аллювия. Нижняя пачка песчаников в айсинской свите ранее была выделена как пачка X [Брагин, 1985], а в общей последовательности подразделений марнинской и удинской свит получила название муксутская пачка [Советов, Комлев, 2005]. Муксутская пачка айсинской свиты Присяня (мощность 120–300 м) имеет определяющие свойства для корреляции поздневендских синорогенных отложений как в передовых прогибах, так и на разделяющих поднятиях и на плите Сибирской платформы.

Верхние части стратиграфических подразделений, принадлежащих *континентальному* подкомплексу, перекрываются регионально выдержанными конгломерат-песчаниковыми толщами, слагающими “енисейско-присянский” горизонт с видоиндексом *Treptichnus pedum* в его кровле [Советов, 1977; Sovetov et al., 2007]. С большой вероятностью *континентальный* подкомплекс принадлежит позднему эдиакарану (средней части венда). В российской стратиграфической шкале (ОСШ) верхняя граница подкомплекса, вероятно, разделяет котлинский и ровенский ($\approx$ немакит-далдынский) горизонты позднего венда [Соколов, 1997, 2013].

Корреляция вендских отложений от юго-западных периферийных районов во внутреннюю закрытую область Сибирской платформы

Резкое изменение мощности и литологии неопротерозойских отложений происходит в направлении от периферийных прогибов к внутрикратонным Байкитскому и Непско-Ботубинскому поднятиям (рис. 9). Эти изменения породили разные варианты корреляции отложений в радиальном направлении и, в конечном счете, к созданию региональных стратиграфических схем и номинации надрегиональных стратонтов – венда (юдомия) и верхнего рифея (“байкалия”) [Хоментовский и др., 1972; Шенфиль, 1991]. Петрографический метод корреляции создал основу для заключения об одновозрастности “верхнего байкалия”, который был символом позднейшей эпохи рифея в краевых депрессиях, и юдомского комплекса во внутренних районах Сибирской платформы [Советов, 1977].

Седиментологическое исследование сложных осадочных комплексов раннего венда показало ряд региональных тенденций [Sovetov et al., 2007]: 1) толщи *континентально-морского* подкомплекса (подъемская, чистяковская, марнинская, удинская, голоустенская и улунтуйская свиты) накапливались в краевых эпиконтинентальных морях и прилегающей со стороны кратона аллювиальной равнине; 2) карбонатные отложения этого подкомплекса выклиниваются во внутренней области Сибирской платформы и замещаются тонкообломочными терригенными отложениями; 3) перенос кластического материала был радиальным и осуществлялся реками и эфемерными потоками со стороны внутренних поднятий к окраинным морям; 4) мощность отложений увеличивается к окраинным морям. До седиментологических работ к такому же выводу пришли другие исследователи с помощью точной корреляции по каротажу и по ассоциациям микрофоссилий [Тыщенко, 1986].

Корреляция разрезов тасеевской серии Енисейского кряжа и отложений во внутренних районах Сибирской платформы рассматривалась как комплексная проблема корреляции отложений в передовых прогибах и на конседиментационных внутренних поднятиях [Советов, Благовидов, 2004]. Сокращение мощности осадочных толщ от Енисейского кряжа (Южно-Енисейского прогиба) к Байкитскому поднятию и плите Сибирской платформы связано с выклиниванием и фациальным замещением отложений. При корреляции учитывались следующие реперные границы, связывающие разрезы в двух зонах бассейна: 1) резкое несогласие в подошве тасеевской серии и ванаварской свиты; 2) резкая трансгрессия в подошве чистяковской свиты и верхневанаварской подсвиты; 3) резкая проградация аллювиальных систем в основании мошакской (гребенской) свиты и перерыв в подошве оскобинской свиты; 4) проградация аллювиальной системы с чередующимися барами в подошве веселовской свиты и, вероятный отклик в шельфовом бассейне – появление пачки песчаников в средней части оскобинской свиты; 5) резкое изменение источников материала в подошве редколесной свиты и появление *парфеновской пачки* (s.s.) полевошпатовых кварцевых песчаников; 6) резкая трансгрессия моря в основание островной и катангской свит.

Первая из названных границ образована ледниковой эрозией кратона и проградацией грубокластических постледниковых континентальных отложений из внутренних районов Сибирского кратона во внешнюю его зону [Sovetov, 2011a]. Русловые отложения сплетенных гравийных рек в алешинской свите структурно и генетически очень сходны с типом постледниковых отложений современной р. Скотт, классифицированных А. Майеллом [Miall, 1996], и функционально им идентичны [Советов, 2015]. С этой границей в передовых проги-

бах ассоциируют пачки тиллитов и гляциофлювиальных отложений основания чапской, тасеевской, оселковой и байкальской серий [Советов, Комлев, 2005; Sovetov, 2011a; Советов, 2015]. Вторая граница отражает раннюю постгляциальную трансгрессию из окраинных морей на кратон и маркирует образование на кратоне аргиллитовых битуминозных толщ в непской свите. Третья граница соответствует наиболее сильной и далекой по обилию кластического материала проградации на кратон аллювиальных комплексов из внешней обширной внезапно появившейся области сноса. Эта граница обозначает переломный рубеж в развитии вендских осадочных бассейнов, с ней ассоциируются в Присаянье и Енисейском кряже комплексы крупных речных долин в нижней части немчанской, мошаконской, айсинской свит и их коррелятивов в основании чорской свиты (боханская пачка), а также перерыв в основании оскобинской свиты [Мельников, 2009]. Четвертая граница связана с импульсом поднятия (обновления) внешней области сноса и второй сильной проградацией аллювиальных комплексов на кратон. Пятая граница связана с изменением тектонического режима и плана погружения Сибирского кратона и образованием на периферии аллювиальных конусов выноса, а во внутренних районах шлейфа кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников парфеновской пачки (s.s.) [Sovetov et al., 2007]. С четвертой и пятой границами ассоциируют, соответственно, начало образования большелугской и шаманской свит Иркутского Присаянья [Советов, 1977] и их стратиграфических аналогов: катальчиковской пачки айсинской свиты и нижней подсвиты усть-тагульской свиты в Бирюсинском Присаянье, веселовской и редколесной свит на юго-востоке и юге Енисейского кряжа, средненемчанской подсвиты и нижней подсвиты угловской свиты на северо-востоке Енисейского кряжа, кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников парфеновской пачки в самой верхней части чорской свиты и их аналогов в верхней части тирской свиты на Ангара-Ленской ступени (Иркутский амфитеатр). Корреляция указанных границ и пачек приводит к заключению о стратиграфическом соответствии в направлении от прогиба к плите: алешинской и чистяковской свит тасеевской серии – ванаварской свите; мошаконской (в объеме гребенской и веселовской свит) и редколесной свит – оскобинской свите; островной свиты и ее аналогов в Присаянье – катангской, собинской и тэтэрской свитам на плите [Советов, Благовидов, 2004]. Корреляция, достаточно простая в пределах отдельных палеотектонических структур, становится многовариантной в зонах перехода от внешних прогибов к внутренним поднятиям. При выборе предпочтительного варианта корреляции решающее значение имели следующие факты: 1) вендские отложения представлены генетически различ-

ными осадочными системами; 2) осадочные системы сменяют друг друга в разрезах чапской, тасеевской, оселковой и байкальской серий однотипно, т.е. занимают в этих стратонах определенное стратиграфическое положение; 3) фациальные изменения и замещение континентальных систем морскими происходит закономерно: для раннего венда – от центральных районов кратона к его краевым частям, для позднего венда – от периферийной зоны к центру кратона.

Осадочные системы континентально-морского подкомплекса на Иркутском поднятии представлены отложениями олхинской серии, сопоставляемой с улунтуйской и качергатской свитами байкальской серии Прибайкалья [Бабкова, 1951; Исакова, 1963; Сулимов, 1964; Конева, 1985; Шенфиль, 1991; Sovetov et al., 2007]. Вышележащая мотская серия, подразделенная на хужирскую, большелугскую и шаманскую (нуртейскую) свиты [Советов, 1977], представляет кластический комплекс чередующихся континентальных и морских систем. Хужирская свита была детально изучена как пролювиально-аллювиальная система в связи с поисками россыпей золота [Мордвин, 1972; Слащева, Винниченко, 1972] и рассматривалась автором в керне скважин разведочного бурения. Большелугская свита, больше известная как пачка маркирующих “кварцитовидных песчаников”, представлена хорошо сортированными кварцевыми песчаниками с небольшой пачкой доломитов мелководно-морского генезиса [Советов, 1977], что обосновывает ее одновозрастность с космической свитой в скв. Ангарская 1 [Конева, 1985; Шенфиль, 1991]. Было проведено специальное седиментологическое изучение шаманской (нуртейской) свиты и ее аналогов – усть-тагульской и ушаковской свит в связи с проблемой поздневендского-раннекембрийского рифтинга и формирования солеродного бассейна Сибирской платформы [Sovetov et al., 2007]. Отложения шаманской свиты (Шаманский Утес, р. Иркут) подразделяются на речные отложения в нижней части свиты и морского побережья в верхней ее части. Подразделение внешне однородной красноцветной толщи на две разные по генезису части отражает региональное изменение палеогеографии и имеет ключевое значение для корреляции границы между ушаковской и куртунской свитами в Прибайкалье с границей между нижней и верхней подсвитами усть-тагульской свиты в Присаянье [Sovetov et al., 2007].

Сопоставление хужирской и космической свит с чорской свитой Ангара-Ленской ступени или парфеновской свитой (s.l.) в интерпретации [Советов, 1977], по-видимому, сближало взгляды большинства исследователей на корреляцию поздневендских отложений Иркутского поднятия и плиты Сибирской платформы [Хоментовский и др., 1972; Шенфиль, 1991; Мельников, 2009]. Такая корреляция выводила подошву хужирской свиты (ранее –

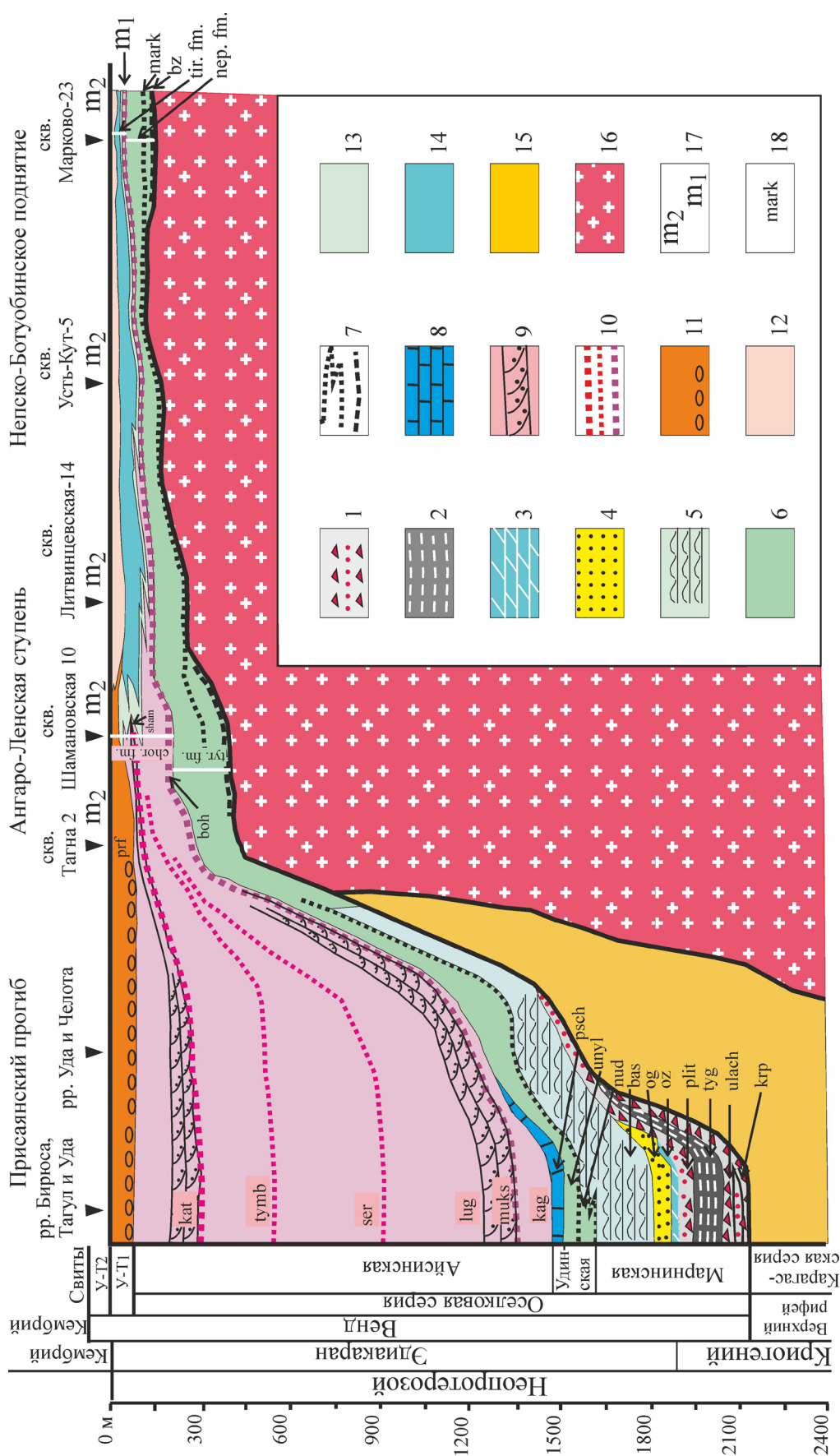


Рис. 9. Корреляция осадочных систем вендского бассейна от Присянского прогиба до Нельско-Ботубинской антеклизы. Стратиграфическая позиция геофизических реперов M_1 и M_2 и продуктивных пачек песчаников заимствованы из схемы корреляции Л.Ф.Тыщенко [1986].

1 – диамиктиты, брекчии и песчаники гляциального происхождения; 2 – черные сланцы с лентообразными прослоями доломитов и известняков постгляциальных бассейнов; 3 – доломиты покровного типа постгляциальные; 4 – кварциты прибрежных морских баров; 5 – песчаники и алевролиты штурмового генезиса; 6 – алевролиты и аргиллиты дельт внутриконтинентальных рек; 7 – песчаники прибрежных баров, замещающие русловые отложения постгляциальных радиальных рек; 8 – песчаники русловых отложений радиальных рек; 9 – известняки микрофитолитовые и строматолитовые и биогермов высокого стояния моря; 10 – проградации речных долин, маркирующие стратиграфические уровни; 11 – корреляционные уровни песчаников русел на аллювиальной равнине; 12 – гравелиты и конгломераты аллювиального комплекса, маркирующие рифтинг в позднем венде по ОСШ России (или на границе венда и кембрия, по МСШ [Соколов, 1997, 2013; Gradstein et al., 2004]); 13 – терригенно-карбонатные-стратиграфические аналоги отложений раннекембрийских аллювиальных конусов выноса; 14 – терригенно-сульфатно-доломит-матезитовые отложения эпиконтинентального опресненного моря – стратиграфические аналоги отложений аллювиальной равнины; 15 – довендские (верхнерифейские, криогенские) терригенные и карбонатные отложения каратасской серии; 16 – комплекс пород фундамента Сибирской платформы; 17 – региональные маркирующие реперы геофизического каротажа; m_1 – мар-

кирующий геофизический репер и сопоставляемая граница *континентального* подкомплекса венда, m_2 – маркирующий геофизический репер, соответствующий трансгрессии моря (поверхности затопления) регионального масштаба в верхней части верхнего венда в ОСШ, по Б.С. Соколову [1997, 2013] или на границе венда и кембрия по МСШ [Gradstein et al., 2004]. 18 – аббревиатуры стратиграфических подразделений: У-Т – усть-тагульская свита, нижняя подсвита; пачки в айсинской свите: kat – катай-чиковская, tymb – тымбурская, ser – серебрянская, lug – луговская, miks – муксунская, kag – кагатская; пачки в марининской свите: psch – пещеринская, unyl – уныльская, nud – нинеудинская, bas – большайсинская, og – огнитская, oz – озеркинская, pit – плитинская, tyg – тыгнейская, ulach – улячская, krp – карапчатуйская; свиты во внутренних районах Сибирской платформы: chor – чорская свита по [Арутюнов и др., 1982], парфеновская свита по [Советов, 1977], tyg – тыгетская свита по [Советов, 1977], олхинская свита по [Мордвин, 1972] или тыгнинская свита по [Мельников, 20013], tir – тирская свита, пер – непская свита; пачки: prf – парфеновская, boch – боханская, mar – марковская, bz – безымянная пачка по [Тыщенко, 1986], chon – чонская пачка по [Мельников, 2009], sham – шаманская пачка, по [Мельников, 2009].

Fig. 9. Depositional systems correlation in the Vendian sedimentary basin from Near Sayan region to Nepa-Botuoba antecline. Stratigraphic position of geophysics horizons m_1 and m_2 and oil and gas-bearing strata are shown as in the correlation scheme of the L.F. Tyschenko [1986].

1 – diamictite, breccia and unsorted sandstone of glacial genesis, 2 – black shale with ribbon-like beds of dolomite and limestone in the postglacial basin, 3 – cap dolomite, 4 – coastal bar quartzite, 5 – sandstone and siltstone of storm currents, 6 – deltaic siltstone and argillite of postglacial intracontinental rivers, 7 – coastal bar sandstone changing the postglacial radial river channels sandstone, 8 – sandstone of radial river channels, 9 – microphytolite and stromatolite biohermal limestone at the high sea level, 10 – stratigraphic marks of river valley progradation, 11 – correlation of alluvial channels, 12 – fluvial gravelstone and conglomerate marking a rifting at the Late Vendian on the CSS of the Russia (or at the Early Cambrian on the ISS [Sokolov, 1997, 2013; Gradstein et al., 2004]), 13 – terrigenous-carbonate stratigraphic analogues of the early Cambrian alluvial fans deposits, 14 – terrigenous-sulphate-dolomite-magnesian deposits in the brackish sea as stratigraphic analogues of the alluvial plane deposits, 15 – Pre-Vendian (Late Riphean, Cryogenian) terrigenous and carbonate deposits of the Karagassy Gr., 16 – basement rocks of the Siberian Platform, 17 – regional well logging marks: m_1 – well logging mark of lower boundary of the Vendian continental subcomplex, m_2 – well logging mark of regional transgression (flooding surface) in the upper Vendian after the B.S. Sokolov [1997, 2013] in CSS or in the Vendian-Cambrian boundary after [Gradstein et al., 2004]; 18 – stratigraphic units abbreviation: U-T1 lower Ust'-Tagul Fm.; Aysa Fm. members: kat – Katal'chikov Mb., tymb – Tymbyr Mb., ser – Serebrov Mb., lug – Lugovoy Mb., miks – Muktut Mb., kag – Kagat Mb.; Marnya Fm. members: psch – Peschernaya Mb., unyl – Unyl Mb., nud – Nizhneudinsk Mb., bas – Bol'shaya Aysa Mb., og – Ognit Mb., oz – Ozerki Mb., pit – Plity Mb., tyg – Tygnei Mb., ulach – Ulyacha Mb., krp – Karapchatuy Mb.; stratigraphic formations in the inner districts of the Siberian Platform: chor – Chora Fm. after [Arutyunov et al., 1982], Parphenovo Fm. after [Sovetov, Komlev, 2005], Tyret' Fm. after [Sovetov, Komlev, 2005], Olcha Fm., after [Sovetov, 2002] or Typta Fm. [Mordvin, 1972], tir – Tira Fm., nep – Nepa Fm., prf – Parphenovo Mb., boch – Bochan Mb., mar – Markovo Mb., bz – Bezymannaya Mb. on [Tyshchenko, 1986], chon – Chona Mb. on [Mel'nikov, 2009], sham – Shaman Mb., [Mel'nikov, 2009].

нижнемотской подсвиты) на подошву боханского продуктивного пласта и пачки, а космическую свиту на тирскую и оскобинскую свиты. Независимая корреляция границ секвенций и осадочных систем *континентально-морского* подкомплекса венда в Присяянском и Прибайкальском прогибах подтвердила их полное сходство и одинаковое стратиграфическое положение [Sovetov et al., 2007].

Из согласованной корреляции следует главный вывод: стратиграфический уровень чорской свиты находится заведомо выше *континентально-морского* подкомплекса, представленного отложениями нижней и средней подсвит олхинской свиты и коррелируемых с ними морских отложений удинской и марнинской свит Присяянь, чистяковской и подъемской свит Енисейского кряжа, голоустенской и улунтуйской свит байкальской серии Прибайкалья. Все “подчорские” алевролитово-аргиллитовые отложения, с редкими пластами песчаников, нижней части вендского чехла юга Сибирской платформы (тыретская, тулунская, олхинская свиты), идентифицированные и прослеженные до Непско-Ботубинского поднятия [Тыщенко, 1986], стратиграфически соответствуют допозднендским отложениям передовых прогибов. Следовательно, в краевых (передовых) прогибах мощные терригенные отложения, от подошвы поздневендского *континентального* подкомплекса до первой региональной (катангской) трансгрессии моря вверх, разновозрастны комплексу отложений чорской свиты небольшой мощности. Корреляционный уровень катангской трансгрессии соответствует смене речных отложений прибрежно-морскими отложениями куртунской свиты Прибайкалья, верхней части шаманской и усть-тагульской свит Присяянь, средней части угловской свиты Енисейского кряжа [Sovetov et al., 2007].

Ранее, двумя независимыми методами: петрографическим [Советов, 1977] и геофизическими [Тыщенко, 1986], было доказано, что пачка песчаников под названием “парфеновская” имеет разное стратиграфическое положение в стратотипе (среднее течение р. Ангара) и на Непско-Ботубинской антеклизе. До введения в стратиграфическую практику названия “чорская свита” со стратотипом в скв. Чорская 115 и Шамановская 10 [Арутюнов и др., 1982], все отложений между геофизическими реперами m_1 и m_2 объединялись автором, чтобы сгладить номенклатурные разночтения, в *парфеновскую* свиту (s.l.) с двумя петрографическими пачками – боханской внизу и парфеновской (s.s.) вверх [Советов, 1977]. Эта часть разреза называлась также нижней подсвитой мотской свиты с пластами песчаников P_3 внизу и P_1 вверх разреза [Тыщенко, 1986].

Фациальная изменчивость чорской свиты приводит к нескольким заключениям: 1) от Ангаро-Ленской ступени к Непско-Ботубинскому поднятию средняя ее часть замещается глинисто-

доломит-ангидритовыми отложениями, что было установлено по каротажу и керну [Тыщенко, 1986] и подтверждено корреляцией петрографических горизонтов [Советов, 1977]; 2) осадочная толща от каротажного репера m_1 до фундамента стратиграфически соответствует непской свите, т.е. “марковский” и “безыманный” маркирующие пласты песчаников непской свиты находятся стратиграфически ниже “боханского” пачки; 3) от Ангара-Ленской ступени к Прибайкальскому и Присаянскому прогибам нижняя и средняя части чорской свиты (боханская пачка) увеличивается по мощности за счет появления дополнительных пластов песчаников [Арутюнов и др., 1982; Мельников, 2009]; 4) чорская свита замещается тирской свитой и ее стратиграфическим аналогом – оскобинской свитой, залегающими на Непско-Ботуобинском и Байkitском поднятиях и их склонах [Тыщенко, 1986]. Неизбежным следствием такой стратиграфической модели автор считает заключение о глубоком погружение аналогов чорской свиты в прогибах и корреляцию ее с нижними маркирующими пачками песчаников поздневендского *континентального* подкомплекса (см. рис. 9). Обоснование замещения мощных осадочных серий в прогибах маломощным чехлом на передовых поднятиях приведено в [Светов, Благосидов, 2004] и подтверждено также для районов, сопредельных с Енисейским кряжем и Патомским нагорьем [Мельников, 2009]. Стратиграфическим аналогом боханской пачки чорской свиты в Присаянье автор считает муксутскую пачку айсинской свиты, которая по внезапной сильной проградации аллювия на платформу представляет собой проксимальную часть песчаного клина уникального для корреляции. В Прибайкалье ей соответствует нижняя пачка песчаников качергатской свиты (черемшанская пачка по стратотипу в урочище Черемшанка) в бассейне рек Голоустная и Куртун. Последняя была прослежена над улунтуйскими известняками в ряде скважин по профилям от Прибайкальского прогиба на Иркутское поднятие и Ангара-Ленскую ступень. В схеме корреляции В.Ю. Шенфиля [1991] была придумана иная геологическая модель погружения краевой части Сибирской платформы [Sovetov et al., 2007]: полная инверсия Байкальского, как считалось, поздне-рифейского прогиба, перед накоплением ушаковской свиты, глубокий размыв качергатской свиты и ее аналогов в прогибе и на кратоне, а затем новое интенсивное погружение. По этому варианту корреляции к “терригенному” венду относился только самый верхний терригенный грубозернистый осадочный комплекс – ушаковская свита, отделенная конгломератами от подстилающих отложений. По аргументам, приведенным выше, венд на юго-западе Сибирской платформы имеет значительно больший литостратиграфический объем и объединяет отложения крупных осадочных серий в пол-

ном объеме – чапской, тасеевской, оселковой, байкальской. Ранее автором приведена аргументация происхождения конгломератов и перекрывающего эвапоритового осадочного бассейна в результате поздневендского-раннекембрийского рифтинга [Sovetov et al., 2007]. Поэтому, если относить к венду только усть-тагульскую свиту, ее аналог на севере Енисейского кряжа – угловскую свиту [Советов, 1977] и ушаковскую свиту Прибайкалья, значит сузить систему до объема немакит-далдынского горизонта, который начинается с основания иркутской и островной свит [Хоментовский и др., 1972, с. 281; Советов, 2015], т.е. с верхней подсвиты усть-тагульской свиты.

В самое последнее время были обнаружены остатки мягкотелых многоклеточных животных, имеющие диагностическое значение для венда (эдиакарана), в частности рангеоморфные фоссилии в стратиграфическом аналоге айсинской свиты – качергатской свите байкальской серии [Советов, Соловецкая, 2014]. Другие слепки и отпечатки мягкотелых многоклеточных животных в марнинской свите демонстрировались автором в докладах на международных конференциях в Москве и Новосибирске [Советов, Комлев, 2005; Советов, 2007], на 33-м, 34-м и 35-м МГК в Осло, Брисбене и Кейптауне. [Sovetov, 2011b]. Новые биостратиграфические, изотопно-геохимические и геологические данные, полученные в последнее десятилетие в Байкало-Патомском регионе, также подтверждают вендский возраст оселковой серии и коррелируемых стратиграфических подразделений на юго-западе Сибирской платформы. Проба цирконов из основания жуинской серии в Приленской зоне дала три кластера значений возраста, один из которых имеет среднюю величину 646.9 ± 3.4 млн лет, что стало основанием для отнесения к венду дальнотайгинской серии патомского комплекса [Чумаков и др., 2011, 2013]. Вместе с хемотратиграфическими данными [Покровский и др., 2006], это значение возраста детритовых цирконов допускает интерпретацию возраста стратиграфического аналога жуинской серии – *континентального* подкомплекса – как поздневендского. Другие данные и детальный анализ микрофоссилий, приведенные в работе [Чумаков и др., 2013], подтверждают ранневендский возраст нижележащей дальнотайгинской серии и соответственно коррелируемых с ней байкальской и оселковой серий, что было предсказано в работе [Советов, Комлев, 2005].

Континентально-морской подкомплекс подразделяется на две секвенции – марнинскую и удинскую, каждая из которых начинается с глубокого падения уровня моря и заканчивается высоким уровнем его стояния. Марнинская секвенция включает базальный горизонт ледниковых, гляциофлювиальных и гляциоозерных отложений, принадлежащих двум стадиям оледенения Марино, и больше-

айсинскую трансгрессию моря [Sovetov, 2011a, б]. Удинская секвенция прямых признаков оледенения в основании не несет, но предшествующее оледенение, возможно эпохи Гаскье, предполагается по нижней глубокой эрозионной границе и тенденции поворота изотопной кривой δC^{13} на этой границе в область отрицательных значений [Sovetov, 2011a]. Удинская секвенция заканчивается трансгрессией моря и высоким уровнем его стояния (уныльская, пещернинская пачки марнинской свиты и самая верхняя пачка известняков верхнеулунтуйской подсвиты). В позднем венде на Сибирской платформе произошло радикальное изменение палеогеографии и появился периферический форландовый бассейн, который связан с аккрецией к юго-западной границе платформы огромного палеоконтинента. Вероятно, это же геодинамическое событие отразилось на Восточно-Европейской платформе формированием редкинско-беломорского и полузакрытого котлинского бассейнов, которые несут признаки форландового бассейна [Гражданкин, 2003]. Новый этап в истории двух платформ начинается с падения уровня моря и последующей глобальной “кембрийской” трансгрессии и появлением уникальной биоты в начале ровенского (немакит-далдынского) века. Этот рубеж принимается как граница между эдиакараном и кембрием [Gradstein et al., 2004] либо рассматривается как поздневендская предкембрийская экспансия представителей мелкораковинной фауны, трубочкилов и мягкотелых животных, оставивших только характерные следы [Соколов, 2013].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ седиментационной структуры осадочных толщ стал ключевым моментом интерпретации стратиграфии и корреляции стратонов венда на юго-западе Сибирской платформы.

2. Впервые приведена детальная литофациальная классификация речных отложений айсинской свиты оселковой серии венда Присаянья и на этой основе сделан вывод об огромном влиянии на строение поздневендского осадочного бассейна речной системы гигантской реки (big river). Эти данные стали основой корреляции отложений венда в юго-западной периферической зоне Сибирской платформы, которые сгруппированы в два региональных подкомплекса: нижний *континентально-морской* и верхний *континентальный*.

3. Каждый из двух подкомплексов образован уникальным латеральным рядом осадочных систем и отличается от другого по положению области сноса, направлениям переноса кластического материала, градиенту мощности, темпу погружения бассейна и палеогеографической зональности. Подкомплексы образуют два латеральных ряда осадочных систем: нижний – от преобладания мелководно-

морских систем на периферии к континентальным во внутренней области Сибирской платформы, верхний – от доминирования аллювиальных систем на периферии к исключительно мелководно-морским системам во внутренней области.

4. *Континентально-морской* подкомплекс представлен во внутренних районах Сибирской платформы терригенной непской свитой, которая на юго-запад замещается нижними стратиграфическими подразделениями байкальской серии (голоустенская и улунтуйская свиты), олхинской серии, оселковой серии (марнинская и удинская свиты) и тасеевской серии (алешинская и чистяковская свиты). *Континентальный* подкомплекс накопился в передовых (краевых) прогибах и замещается во внутренних районах Сибирской платформы (Байкитская антеклиза, Непско-Ботубинская антеклиза) мелководно-морскими терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями (с ангидритом, доломитом и магнезитом) тирской и оскобинской свит.

Автор выражает благодарность преподавателям и студентам Новосибирского государственного университета В.В. Благовидову, А.Е. Куликовой, М.Н. Медведеву, инженеру ИГМ СО РАН Л.А. Чигвинцевой, ведущему инженеру ИНГГ СО РАН Л.В. Соловецкой и безвременно ушедшему Е.П. Бутакову за содействие в полевых исследованиях вендских отложений и биоты Присаянья. Приношу также благодарность профессору С. Иенсену из Университета Экстремадура (Испания) за консультацию по определению ихнофоссилий.

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ, проекты 04-05-65299, 08-05-00959, Новосибирский национальный исследовательский государственный университет финансировал участие с докладами на 32-м (2004), 33-м (2008), 34-м (2012) и 35-м (2016) МГК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анатольева А.И. (1968) Древняя красноцветная терригенно-гематитовая формация на юго-западе Сибирской платформы. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, (5), 79-92.
- Арутюнов С.Л., Городничев В.И., Дробот Д.И., Воробьев В.Н., Журавлев А.Г., Шенфиль В.Ю., Диденко А.Н., Пятилетов В.Г. (1982) К стратиграфии позднего докембрия Ангара-Ленской нефтегазоносной области. *Геология и геофизика*, (3), 41-43.
- Бабкова М.С. (1951) Новая свита в разрезе древних толщ Присаянья. *Тр. Иркутского госуниверситета. Сер. геол.*, 5(2), 100-103.
- Божко Н.А. (1976) О присутствии тиллоидов в разрезе докембрия центральной части Западного Прибайкалья. *Вестник МГУ. Сер. геол.*, (4), 106-108. 4.
- Брагин С.С. (1985) Оселковая серия позднего докембрия Присаянья (расчленение и корреляция). *Стратигра-*

- фия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. (Отв. ред. В.В. Хоментовский.) Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 44-57.
- Гражданкин Д.В. (2003) Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **11**(4), 3-23.
- Григорьев В.Н. (1963) Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. *Вулканогенно-осадочные и терригенные формации*. (Отв. ред. И.В. Хворова) М.: Изд-во АН СССР, 374-386.
- Исакова В.С. (1963) Новые данные по геологии юго-западного Прибайкалья. *Докл. АН СССР*, **151**(1), 161-164.
- Конева Л.П. (1985) Строение мотской серии юга Ангаро-Ленской ступени. *Региональная стратиграфия нефтеносных провинций Сибири*. Новосибирск: СНИИГТиМС, 28-33.
- Коробейников Н.К., Семейкина Л.К. (1978) Характер взаимоотношения байкальской серии среднего протерозоя в северо-западном Прибайкалье. *Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири*. (Отв. ред. В.В. Хоментовский) Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 134-146.
- Маслов В.К. (1983) О перерывах в осадконакоплении и корреляции разрезов среднего-верхнего рифея в Западном Прибайкалье. *Геология и геофизика*, (7), 79-105.
- Мац В.Д., Егорова О.П. (1957) Стратиграфия байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритности. *Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири*. (Отв. ред. М.М. Одинцов) Вып. 1 (22), 47-58.
- Мельников Н.В. (2009) Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. Новосибирск: СО РАН, 148 с.
- Мордовин А.П. (1972) Хужирское рудопроявление золотоносных конгломератов. *Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра*. (Отв. ред. Г.Х. Файнштейн) Иркутск: Восточно-Сибирское книжное издательство, 154-189.
- Покровский О.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. (2006) Изотопный состав **C, O, Sr и S** в **позднекембрийских** отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 505-530.
- Покровский О.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. (2012) Геохимия изотопов **C, O, Sr** и **хемостратиграфия** неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 197-220.
- Предтеченский А.А. (1960) Древнее поднятие южной Сибири (К вопросу о "Древнем темени Азии"). *Тр. СНИИГТиМС*. Вып. 13, 65-78.
- Семихатов М.А. (1962) Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. (Отв. ред. В.В. Хоментовский) М.: Изд-во АН СССР, 241 с.
- Семихатов М.А., Сергеев В.Н., Воробьева Н.Г. (2013) Современное состояние общей стратиграфической шкалы протерозоя и перспективы ее детализации. *Тр. Всерос. конф. "Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства"* (Отв. ред. М.А. Федонкин) М.: ГИН РАН, 41-48.
- Слащева Л.И., Виниченко М.Н. (1972) Золотоносность конгломератов венда Юго-Восточного Присаянья. *Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра*. (Отв. ред. Г.Х. Файнштейн) Иркутск: Восточно-Сибирское книжное издательство, 115-154.
- Советов Ю.К. (1977) Верхнекембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. (Отв. ред. Ю.П. Казанский) Новосибирск: Наука СО, 294 с.
- Советов Ю.К. (1986) Парагенетические ассоциации континентальных отложений в позднекембрийской эпиконтинентальной молассе: Малый Каратау, Казахстан. *Проблемы формационного анализа*. (Отв. ред. М.А. Жарков), *Тр. ИГиГ СО АН СССР*, (628), Новосибирск: Наука СО, 104-126.
- Советов Ю.К. (2007) Новое местонахождение бесскелетных Metazoa вендо-эдиакарского типа на юго-западе Сибирской платформы: оселковая серия, Бирюсинское Присаянье. *The Rise and Fall of the Vendian (Ediacaran) Biota. Origin of the Modern Biosphere. Transactions of the International Conference of the IGSP 493*. (ed. M.A. Fedonkin) Moscow: GEOS. 33-37.
- Советов Ю.К. (2015) Тиллиты вблизи основания тасеевской серии венда стратотипического разреза (Сибирская платформа). *Геология и геофизика*, **56**(11), 1934-1944.
- Советов Ю.К., Благовидов В.В. (2004). Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – "форландового бассейна" юго-запада Сибирской платформы). *Осадочные бассейны: методы изучения, строение и эволюция*. (Ред.: Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож). М.: Научный мир, 159-212.
- Советов Ю.К., Казак А.К. (2013) Орогенез и аллювиальное осадконакопление на юго-западе Сибирской платформы в позднем венде (тип дренажной сети, источники материала, темп погружения). *Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории*. Мат-лы VII Всерос. литол. совещ. Т. III. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 129-132.
- Советов Ю.К., Комлев Д.А. (2005) Тиллиты в основании оселковой серии Присаянья и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, (1), 3-34.
- Советов Ю.К., Соловецкая Л.В. (2014) Первая находка рангеоморфных организмов в качергатской свите Прибайкалья и стратиграфическое положение эдиакарской пачки стратотипа эдиакарана на Сибирской платформе. *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. (Отв. ред. Е.В. Складаров) Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН. Вып. 12. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН. 279-280.
- Соколов Б.С. (1997) Очерки становления венда. М.: КМК Scientific Press Ltd., 153 с.
- Соколов Б.С. (2013) Вендская система в общей стратиграфической шкале России (приложение к сборнику статей конференции). *Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства*. (Отв. ред. М.А. Федонкин) М.: ГИН РАН. С. 3-48.
- Сулимов И.Н. (1964) О позднем докембрии Олхинского

- Присяня. *Геология и геофизика*, (8), 130-133.
- Тыщенко Л.Ф. (1986). Корреляция и номенклатура продуктивных горизонтов подсолевого терригенного комплекса юга Сибирской платформы. *Геология нефти и газа*, (5), 11-15.
- Хоментовский В.В. (1985) Венд Сибирской платформы. *Вендская система. 2. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Стратиграфия и геологические процессы*. (Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин) М.: Наука, 83-161.
- Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. (1972) Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука. 356.
- Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В. (2011) Возраст верхней части патомского комплекса Средней Сибири: изотопные датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **18**(2), 115-119.
- Чумаков Н.М., Семихатов М.А., Сергеев В.Н. (2013) Опорный разрез вендских отложений юга Средней Сибири. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, **21**(4), 26-51.
- Шемин Г.Г. (2007) Геология и перспективы нефтегазности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). Новосибирск: Изд-во СО РАН. 467 с.
- Шенфиль В.Ю. (1991) Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука СО, 184 с.
- Allen J.R.L. (1983) Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sed. Geol.*, **33**, 237-293.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. (1979) Plate tectonic and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, **63**(12), 2164-2182.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004) A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2), 83-100.
- Knoll A. H., Walter M. R., Narbonne G. M., Christie-Blick N. (2006) The Ediacaran Period: A new addition to the geological time scale. *Lethaia*, **39**, 13-30.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. (2013) Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section Soutwestern Siberia. *J. Asian Earth Sciences*, **62**, 51-66.
- Makaske B. (2001) Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, **53**, 149-196.
- Miall A.D. (1996) *Geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlin Heidelberg, Springer Verlag, 582 p.
- Miall A.D. (2014) *Fluvial depositional Systems*. Springer International Publishing Switzerland, 316 p.
- Nadon G. (1994) The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta. *J. Sed. Res.* **B64**, 451-463.
- Posamentier H.W., Jervy, M.T., Vail P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. *Sea-level changes: an intergrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.* **42**, 109-124.
- Sovetov J.K. (2002) Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases. *Russian Journal of Earth Sciences*, **4**(5), 363-387.
- Sovetov J.K. (2011) Late Neoproterozoic (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan Range, southwestern Siberian Craton *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. IGCP 512*. (Eds: E. Arnaud., G.P. Halverson, G. Shields-Shou). Geological Society, London, Mem. 36, Ch. 28, 317-329.
- Sovetov, J.K. (2011) Guidebook on the post-conference field trip to the East Sayan Foothills. International Conference *Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential*. Novosibirsk, IPGG SB RAS, 229 p.
- Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. (2007) Sedimentary basins in the southwestern Siberian Craton: Late Neoproterozoic–Early Cambrian rifting and collisional events. *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*. (Eds U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf) *Geol. Soc. of America Spec. Publ.*, Paper 423, 549-578.
- Walker R.G. (1992) Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models. Response to sea level change* (Eds R.G. Walker, N.P. James) Geol. Assoc. of Canada. Love Printing Service Ltd. Stittsville. Ontario, 1-14.

REFERENCES

- Allen J.R.L. (1983) Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sed. Geol.* **33**, 237-293.
- Anatol'eva A.I. (1968) Old red-colour terrigene-gematite formation at the south-west Siberian Platform. *Bjull. MOIP, otd. geol.*, (5), 79-92. (In Russian)
- Arutyunov S.L., Gorodnichev V.I., Drobot D.I., Vorob'ev V.N., Zhuravlev A.G., Shenfil' V.Ju., Didenko A.N., Pyatiletov V.G. (1982) [For Late Precambrian stratigraphy at the Angara-Lena oilbearing district] *Geol. Geofiz.*, (3), 41-45. (In Russian)
- Babkova M.S. (1951) New formation inside the old deposits section at the Foot Hills of the East Sajan Range. *Trudy Irkutsk Stat Univ.*, Ser. Geol., T. 5, Vyp. 2, 100-103. (In Russian)
- Bozhko N.A. (1976) About tilloids presence in the Precambrian section at the central part of the Western Near Baikal territory. *Vest. Mosk. Univ.*, Ser. 4: Geol., (4), 106-108. (In Russian)
- Bragin S.S. (1985) Late Precambrian Oselok Group at the Foot Hills of the East Sajan Range (partition and correlation) (Ed. V.V. Khomentovskiy) *Stratigraphiya pozdnego dokembrija i rannego paleozoja Sibiri. Vend i rifey*. [Stratigraphy of Late Precambrian and Earlier Paleozoic Siberia. Vendian and Riphean]. Novosibirsk, IGI SO AN SSSR, 44-57. (In Russian)
- Chumakov N.M., Kapitonov I.N., Semikhatov M.A. Age of the Upper part of the Patom Complex at the Middle Siberia: dating of detrital zircons from Nikol'skaya and

- Zherba formations. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **18**(2), 115-119. (In Russian)
- Chumakov N.M., Semikhatov M.A., Sergeev V.N. (2013) Base section of the Vendian deposits at the south Middle Siberia. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **21**(4), 26-51. (In Russian)
- Dickinson W.R., Suczek C.A. (1979) Plate tectonic and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, **63**(12), 2164-2182.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. (2004). A new Geological Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**(2), 83-100.
- Grazhdankin D.V. (2003) Structure and depositional environments of the Vendian Complex at the southeastern coast of the White Sea. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **11**(4), 3-23. (In Russian)
- Grigor'ev V.N. (1963) Cambrian molasse formations at the western margin of the Siberian Platform and its framing. (Ed. I.V. Khvorova) *Vulkanogenno-osadochnye i terrigennye formatsii*. [Volcanic-sedimentary and terrigenous formations]. Moscow, AN SSSR, 374-386. (In Russian)
- Isakova V.S. (1963) New data on geology of southwestern Near Baikal territory. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **151**(1), 161-164. (In Russian)
- Khomentovsky V.V. (1985). Vendian at the Siberian Platform. *Vendskaja Sistema. 2. Istoriko-geologicheskoe i paleontologicheskoe obosnovanie. Stratigrafija i geologicheskije protsessy*. [The Vendian System. 2. Historical-geological and paleontological grounding. Stratigraphy and geological processes]. (Editor's note: B.S. Sokolov, M.A. Fedonkin) Moscow, Nauka Publ., 83-161. (In Russian)
- Khomentovsky V.V., Shenfil' V.Yu., Jakshin M.S., Butakov E.P. (1972) *Opornye razrezy otlozhenii pozdnego dokembrija i nizhnego kembrija Sibirskoy platformy* [Base sections of Upper Precambrian and Lower Cambrian deposits the Siberian Platform]. (Editor's note:). Moscow: Nauka Publ., 356 p. (In Russian)
- Knoll A.H., Walter M.R., Narbonne G.M., Christie-Blick N. (2006) The Ediacaran Period: A new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, **39**, 13-30.
- Koneva L.P. (1985) Structure of the Moty series at the South Angara-Lena Step. *Regional'naja stratigrafija neftenosnykh provintsiy Sibiri* [Region stratigraphy of oilbearing areas Siberia]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 28-33. (In Russian)
- Korobeinikov N.K., Semeikina L.K. (1978) The interrelation character of the Middle Proterozoic Baikal Series at the northwestern Near Baikal territory. (Ed. V.V. Khomentovskiy). *Novoe v stratigrafii i paleontologii pozdnego dokembrija vostochnykh i severnykh rayonov Sibiri* [News in the stratigraphy and paleontology of Late Precambrian eastern and northern areas of Siberian] Novosibirsk, IGI SO AN SSSR, 134-146. (In Russian)
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. (2013) Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section Southwestern Siberia. *J. Asian Earth Sciences*, **62**, 51-66.
- Makaske B. (2001) Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, **53**, 149-196.
- Maslov V.K. (1983) About disconformities and correlation of the Middle-Upper Riphean sections at the Western Near Baikal territory. *Geol. Geofiz.*, (7), 79-105. (In Russian)
- Mats V.D., Egorova O.P. (1957) Stratigraphy of the Baikal Complex and some data of its phosphorite bearing. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Vostochnoy Sibiri* [Materials on geology and mineral resources of Eastern Siberia]. (Ed. M.M. Odintsov). Vyp. 1 (22), 47-58. (In Russian)
- Melnikov N.V. (2009) *Vend-kembriyskiy solenosnyy basseyn Sibirskoy platformy* [Vend-Cambrian saltbearing Basin at the Siberian Platform]. Novosibirsk SO RAN. 148 p. (In Russian)
- Miall A.D. (1996) Geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlin; Heidelberg, Springer Verlag., 582 p.
- Miall A.D. (2014) Fluvial depositional Systems. Springer International Publishing Switzerland, 316 p.
- Mordvin A.P. (1972) Khuzhir display of goldbearing conglomerate. *Geologija i zolotonosnost' konglomeratov rifeja i venda juzhnogo obramlenija Irkutskogo amfiteatra* [Geology and gold content of conglomerates of the Riphean and Vendian of the southern frame of the Irkutsk Amphitheater]. (Ed. G.Kh. Feinstein) Irkutsk, Vostochno-Sibirskoe knizhnoe izdatel'stvo, 154-189. (In Russian)
- Nadon G. (1994) The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta. *J. Sed. Res.*, **B64**, 451-463.
- Pokrovskiy O.G., Buyakaite M.I., Kokin O.V. (2012) Isotope geochemistry C, O, Sr and S and chemostratigraphy of the Neoproterozoic deposits at the north Yenisei Ridge. *Litol. Polezn. Iskop.*, (2), 197-220. (In Russian)
- Pokrovskiy O.G., Melezhik V.A., Buyakaite M.I. (2006) Isotopes C, O, Sr and S in the Late Precambrian deposits in the Patom Complex, Central Siberia. *Announce 1, Results, Isotopes stratigraphy and dating problem. Litol. Polezn. Iskop.*, (5), 505-530. (In Russian)
- Posamentier H.W., Jervy M.T., Vail P.R. (1988) Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. *Sea-level changes: an intergrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, **42**, 109-124.
- Predtechenskiy A.A. (1960) Old Uplift at the south Siberia. (To question about the "Aisa old top of the head") *Trudy SNIIGGiMS*, Vyp. 13, Novosibirsk, SNIIGGiMS, 65-78. (In Russian)
- Semikhatov M.A. (1962) *Pifey i kembriy Eniseyskogo krjazha* [Riphean and Cambrian at the Yenisey Ridge]. (Ed. V.V. Khomentovskiy). Moscow, AN SSSR, 241 p. (In Russian)
- Semikhatov M.A., Sergeev V.N., Vorob'eva N.G. (2013) Present-day state of the Proterozoic general stratigraphic scale and perspectives its itemization. *Trudy Vserossiiskoi konferentsii "Obshchaya stratigraficheskaja shkala Rossii: sostojanie i perspektivy obystroystva"* (Otv. red. M.A. Fedonkin) [Tr. All-Russian Conf. "Common stratigraphic scale of Russia: Condition and perspectives of the arrangement" (Ed. M.A. Fedonkin)] Moscow, GIN RAS, 41-48. (In Russian)
- Shemin G.G. (2007) *Geologija i perspektivy neftenosnosti venda i nizhnego kembrija tsentral'nykh rayonov Sibirskoy platformy (Nepko-Botuobinskaya, Baykitskaya anteklizy i Katangskaya stupen')* [Geology and perspectives of oil-gas bearing capacity of the Vendian and Lower Cambrian in central districts of the Siberian Platform (Nepa-Botuoba, Baikit anteklises and Katanga saddle-

- back)]. Novosibirsk, SO RAN, 467 p. (In Russian)
- Shenfil' V.Ju., (1991) *Pozdnii dokembrii Sibirskoi platformy* [Late Precambrian in the Siberian Platform]. Novosibirsk: Nauka SO AN SSSR, 184 p. (In Russian)
- Slashcheva L.I., Vinichenko M.N. (1972) Vendian goldbearing conglomerates at the southeastern Foot Hills of the East Sayan Range. *Geologiya i zolotonosnost' konglomeratov rifeya i venda juzhnogo obramleniya Irkutskogo amfiteatra* [Geology and gold content of conglomerates of the Riphean and Vendian of the southern frame of the Irkutsk Amphitheater]. (Ed. G.Kh. Feinstein) Irkutsk, Vostochno-Sibirskoe knizhnoe izdatel'stvo, 115-154. (In Russian)
- Sokolov B.S. (2013) Vendian System in the General Stratigraphic Scale in the Russia (application to conference articles book. (Editor's note M.A. Fedonkin). *Obshchaya stratigraficheskaya shkala Rossii: sostojanie i perspektivy obystroystva Vserossiyskaya konferentsiya* [The general stratigraphic scale of Russia: the state and prospects of the arrangement, All-Russian Conference]. Moscow, GIN RAN, 3-48. (In Russian)
- Sokolov B.S. *Ocherki stanovleniya venda* [Essays of the Advent of the Vendian System]. Moscow, KMK Scientific Press Ltd, 153 p.
- Sovetov J.K. (1986) Paragenetic continental deposits associations in the Late Precambrian epicontinental molasse: Malyi Karatau, Kazakhstan. *Problemy formatsionnogo analiza* [Problems of formation analysis]. (Ed. M.A. Zharkov). Trudy IGIG SO AN SSSR, Vyp. 628. Novosibirsk, Nauka SO AN SSSR, 104-126. (In Russian)
- Sovetov J.K., Kazak A.K. (2013) Orogeny and Late Vendian alluvial sedimentation at the south-west Siberian Platform: drainage system, materials sources and subsidence rate. *Osadochnye basseyny, sedimentatsionnye i postsedimentatsionnye protsessy v geologicheskoy istorii* [Sedimentary basins sediment and post-sediment processes in geological history]. T. III. (Eds L.G. Vakulenko P.A. Yan). Novosibirsk, INGG SO RAN, 129-132. (In Russian)
- Sovetov J.K. (2011) Late Neoproterozoic (Vendian) glaciogenic deposits in the Marnya formation, Oselok Group, in the foothills of the East Sayan Range, southwestern Siberian Craton. (Eds E. Arnaud, G.P. Halverson, G. Shields-Shou). *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. IGCP 512*. Geological Society, London, Memoirs 36, Chapter 28, 317-329.
- Sovetov J.K. (1977) *Verkhnedokembriyskie peschaniki jugo-zapada Sibirskoy platformy* [Upper Precambrian sandstones at the south-west Siberian Platform]. (Ed. Yu.P. Kazanskiy). Novosibirsk, Nauka SO AN SSSR, 294 p. (In Russian)
- Sovetov J.K. (2002) Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases. *Russian J. Earth Sciences*. 4(5). 363-387.
- Sovetov J.K. (2007). New location of soft-body Vendian-Ediacaran Metazoan at the south-west Siberian Platform: Oselok Group, Biryusa Foot Hills of the East Sayan Range. *The Rise and Fall of the Vendian (Ediacaran) Biota. Origin of the Modern Biosphere*. (Ed. M.A. Fedonkin) Transaction of the International Conference of the IGSP 493. Moscow, GEOS Publ. 33-37. (In Russian)
- Sovetov J.K. (2015) Tillites at the base of the Vendian Taseeva Group stratotype (Siberian craton)]. *Geol. Geofiz.*, 56(11), 1934-1944. (In Russian)
- Sovetov J.K., Blagovidov V.V. (2004) Sedimentary basin reconstruction (by the example of Vendian foredeep – “foreland basin” at the south-west Siberian Platform). *Osadochnye basseyny: metody izuchenija, stroenie i evoljutsija* [Sedimentary basins: methods of study, construction and evolution] (Eds Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh) Moscow, Nauchnyi mir Publ., 159-212. (In Russian)
- Sovetov J.K., Komlev D.A. (2005) Tillites in the base of Oselok Group at the Foot Hills of East Sayan Range and Vendian lower boundary at the south-west Siberian Platform. *Stratigr. Geol. Korrel.*, (1). 3-34. (In Russian)
- Sovetov J.K., Solovetskaya L.V. (2014) The first finding of the Rangeamorphic organisms in the Kachergat Formation at the Near Baikal Territory and stratigraphic position of the Ediacaran Member in the Siberian Platform. *Geodinamicheskaja evoljutsija litosfery Tsentral'no-Asiatskogo podvizhnogo pojasa (ot okeana k kontinentu)*. *Materialy nauchnogo Soveshchaniya po Programme fundamental'nykh issledovaniy ONZ RAN* [Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from the ocean to the continent)]. (Editor's note: E.V. Sklyarov). Materials of a scientific meeting on the Program of Fundamental Research of ONZ RAN. Issue. 12, V. 2. Irkutsk, IZK SO RAN, 279-280. (In Russian)
- Sovetov J.K. (2011) Guidebook on the post-conference field trip to the East Sayan Foothills. August 2-14, 2011. *International Conference “Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential”*. Novosibirsk, IPGG SB RAS, 229 p.
- Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. (2007) Sedimentary basins in the southwestern Siberian Craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and collisional events. (Eds U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf) The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.*, 423. 549-578.
- Sulimov I.N. (1964) On the Late Precambrian at the Olkha Foot Hills of the East Sayan Range. *Geol. Geofiz.*, (8), 130-133. (In Russian)
- Tyshchenko L.F. (1986) Correlation and nomenclature of producing horizons in the terrigenous complex under saline deposits at the south Siberian Platform. *Geologiya nefi i gaza*, (5), 11-15. (In Russian)
- Walker R.G. (1992) Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models. Response to sea level change*. (Eds R.G. Walker, N.P. James) *Geol. Assoc. of Canada*. Love Printing Service Ltd. Stittsville, Ontario, 1-14.

УДК: 552.11+549.08(470.5)

ПЕТРОЛОГИЯ ЯЛУНИНОГОРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (АЛАПАЕВСКО-СУХОЛОЖСКАЯ МЕДНО-ПОРФИРОВАЯ ЗОНА, СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2018 г. С. В. Прибавкин, И. А. Готтман, А. В. Коровко

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 27.02.2017 г.; принята к печати 20.03.2017 г.

Ялуниногорский кварцдиорит-тронджемитовый массив расположен в потенциально продуктивной на Cu ($\pm$ Mo) порфировый тип оруденения Алапаевско-Сухоложской зоне Восточно-Уральского поднятия. Массив представляет собой магматическую камеру 3×2 км под вулканической постройкой центрального типа. Породы обрамления массива превращены в пропилиты, местами интенсивно сульфидизированные. В этой связи массив рассматривается как рудогенерирующий. Петрологическое исследование гранитоидов массива показывает, что он сложен полнокристаллическими породами мезабиссальной фации, варьирующими от кварцевых габбро-диоритов до тоналитов, сопровождаемых жильными тронджемитами. Ранними минеральными фазами кварцевых диоритов являлся авгит, основной плагиоклаз An_{70-50} , титаномagnetит. Поздние фазы представлены кислым плагиоклазом An_{30-25} , кварцем, титаномagnetитом, биотитом и магнезиальной роговой обманкой, замещающей пироксен. Кристаллизация кварцевых диоритов и тронджемитов проходила в изобарических условиях при 1.5–2.0 кбар и медленном охлаждении. По содержанию воды исходные расплавы можно охарактеризовать как маловодные. Их окисленность составляла 0.5–0.8 выше буфера Ni–NiO. Остаточные расплавы тронджемитового состава содержали около 3.5–4.0 мас. % H_2O при $P_{\text{общ}} = P_{H_2O}$. Глубокий эрозионный срез вулканической постройки и маловодный характер исходных расплавов являются отрицательными факторами на обнаружение крупных промышленных объектов порфирового типа в связи с Ялуниногорским массивом. Исследование постмагматических преобразований пород массива и его обрамления выявило незначительное развитие скарнов с magnetит-халькопирит-пиритовой минерализацией, сопровождаемых сульфидами и сульфидарсениды никеля, жильных карбонат-кварц-хлоритовых метасоматитов с вкрапленной халькопиритовой минерализацией, включающей селенсодержащие сульфосоли и теллуриды Ag, Cu, Bi.

Ключевые слова: петрология, гранитоиды, медно-порфировые месторождения, Урал

PETROLOGY OF YALUNINOGORSK GRANITOID MASSIVE (ALAPAEVSK-SUKHOI LOG PORPHYRY COPPER ZONE, MIDDLE URALS)

Sergei V. Pribavkin, Irina A. Gottman, Anatolii V. Korovko

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: pribavkin@igg.uran.ru

Received 27.02.2017; accepted 20.03.2017

Yaluninogorsk quartz diorite-trondhjemite massif is situated in Alapaevsk-Sukhoi Log zone of Eastern-Ural High potentially productive for Cu ($\pm$ Mo) porphyry type of mineralization. The massif is a magma chamber 3×2 km under central type volcano. The rocks of massif frame are transformed into propylites, sometimes intensively sulfidized. In this regard the massif is considered as an ore-forming. Petrological study of Yaluninogorsk massif shows, that is formed by holocrystalline rocks of meso-abysal facies, varying from quartz-gabbro-diorites to tonalities, accompanied by veined trondhjemites. Early mineral phases of quartz diorites consist of augite, basite plagioclase An_{70-50} , titanomagnetite. Late phases are represented by acid plagioclase An_{30-25} , quartz, titanomagnetite, biotite, magnesiohornblende, which substitutes pyroxene. Crystallization process of quartz diorites and trondhjemites occurred under isobaric conditions with 1.5–2.0 kbar and a slow cooling. Crystallization temperature exceeded 900°C for the early phases, and 800–720°C for the late phases. The initial melts can be characterized as having low water content. Their oxidation rate was $\Delta NNO = 0.5–0.8$. Residual melts with trondhjemite composition contained about 3.5–4.0 wt % H_2O under $P_{\text{gen}} = P_{H_2O}$. Deep erosion of the volcano together with low water content of the initial melts are likely to be negative factors for the discovery of industrial porphyry-type ore deposits associated with Yaluninogorsk massif. The study of post-magmatic transformations of rocks from the massif and its environs revealed the presence of no industrial significance skarns with magnetite-chalcopryrite-pyrite mineralization, accompanied by nickel sulfides and nickel sulfoarsenides; veined carbonate-quartz-chlorite metasomatites with chalcopryrite mineralization, containing selenium-bearing sulfosalts and Ag, Cu, Bi tellurides.

Для цитирования: Прибавкин С.В., Готтман И.А., Коровко А.В. (2018) Петрология Ялуниногорского гранитоидного массива (Алапаевско-Сухоложская медно-порфировая зона, Средний Урал). *Литосфера*, **18**(1), 46–60. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-046-060

For citation: Pribavkin S.V., Gottman I.A., Korovko A.V. (2018) Petrology of Yaluninogorsk granitoid massive (Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, Middle Urals). *Litosfera*, **18**(1), 46–60. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-046-060

Keywords: *petrology, porphyry copper deposits, Urals*

Acknowledgement

The work was supported by a grant from the Russian Foundation for Basic Research No 15-05-00576 and Program UB RAN (Project No 15-18-5-24).

ВВЕДЕНИЕ

Обзоры Cu-порфировых ($\pm$ Mo, Au) месторождений и перспективных объектов Урала с оценкой их возможной промышленной значимости даны в работах [Кривцов и др., 1986; Грабежев, Белгородский, 1992; Контарь, Либарова, 1997; Грабежев, 2009, 2012; Plotinskaya et al., 2016; Hammarstrom et al., 2016; и др.]. В них авторы рассматривают состав, строение, позицию порфировых месторождений и их возможную связь с зонами субдукции разной вергентности и возраста, корреляцию составов рудоносных интрузий и характера оруденения (Au, Cu, Mo) с мощностью и типом земной коры, делают прогнозы обнаружения крупных месторождений.

На восточном склоне Среднего Урала одним из перспективных районов на обнаружение промышленных месторождений медно-порфирового типа в пределах Восточно-Уральской мегазоны выделяется Алапаевско-Сухоложская (Алапаевско-Айбыкульская) [Фёдорова и др., 1971; Коротев и др., 1979; Бочкарев, Сурин, 1993; Коровко и др., 2004; Грабежев и др., 2015; и др.] зона медно-порфировой минерализации (рис. 1). В пределах зоны, ограниченной с запада Алапаевско-Челябинским сбросо-сдвигом, пространственно обособлены Алапаевский, Сухоложский и Коптеловский тектонические блоки, сложенные преимущественно вулканитами базальт-андезит-дацитово-формации девона. В вулканогенных и интрузивных породах перечисленных блоков установлено повсеместное развитие вкрапленной сульфидной минерализации. Здесь известны многочисленные слабо изученные рудопроявления и мелкие месторождения меди, золота, молибдена. Выявлена генетическая связь Cu ($\pm$ Au) оруденения с диорит-тоналит-трондьемитовыми интрузиями D_1 изотопного возраста и Cu ($\pm$ Mo, Au) оруденения с диорит-гранодиорит-гранитными интрузиями D_1 и возможно D_3 изотопных возрастов, относимыми к островодужному геохимическому типу с близмантийными изотопными параметрами. В связи с этим ставится задача системного комплексного геолого-геофизического обследования зоны, которое предположительно должно привести к открытию промышленных крупномасштабных медно-порфировых месторождений [Грабежев и др., 2014; Грабежев и др., 2015]. Большой объем проведенных ранее работ не сопровождался необходимыми петрологическими исследованиями рудогене-

зирующих интрузий с позиций изучения вопросов насыщенности магм флюидными компонентами (H_2O , Cl, F, CO_2 , H_2S , SO_2). Не изучалась их окисленность, P - T условия кристаллизации и другие факторы, во многом определяющие рудоносность.

В представленной работе впервые рассматриваются петрологические аспекты формирования гранитоидов, продуцирующих медно-порфировое оруденение на примере Ялуниногорского кварцдиорит-трондьемитового массива в составе потенциально продуктивной Алапаевско-Сухоложской зоны Среднего Урала. Реконструированы P - T условия кристаллизации пород массива, установлен уровень его эрозионного среза, определено содержание воды в исходных расплавах и степень их окисленности. Приводятся краткие сведения о различных метасоматических преобразованиях пород массива и его окружения и связанной с ними сульфидной минерализации.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследование состава пород и минералов выполнено в Центре коллективного пользования УрО РАН "Геоаналитик". Химический анализ минералов выполнен на рентгеновском микроанализаторе SX-100 фирмы Cameca при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе электронного зонда 20 нА (аналитик А.В. Михеева), на ЭДС приставке INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6990LV фирмы Jeol. Химический состав пород получен рентгеноспектральным флюоресцентным методом на XRF 1800, FeO и потери при прокаливании определены методом мокрой химии (исполнители: Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева, Г.А. Аввакумова).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Алапаевско-Сухоложская зона медно-порфировой минерализации протягивается почти на 150 км (при ширине 3–10 км) примерно от пос. Рычково на севере до г. Сухой Лог на юге. Слагающие ее вулканические и вулканокластические породы имеют преимущественно андезитовый состав, D_{1-2} геологический возраст и включают небольшие мезогипабиссальные гранитоидные массивы (см. рис. 1). Породы зоны повсеместно гидротермально измене-

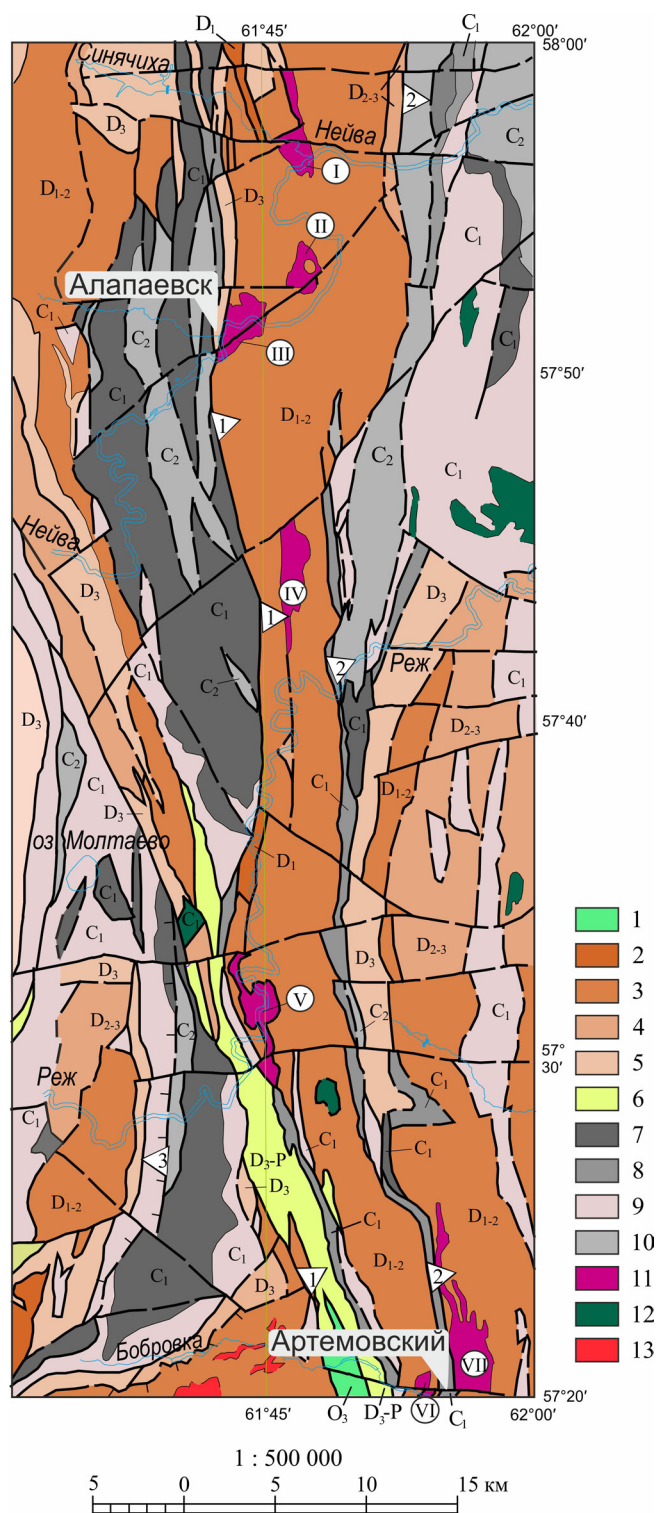


Рис. 1. Геологическая карта домезозойских образований северной части Алапаевско-Сухоложской зоны по материалам ГДП-200 листа О-41-XX (Алапаевская площадь) [Казаков и др., 2016].

Ассоциации пород: 1 – кремнисто-терригенно-базальт-риолитовая O_3 , 2 – базальт-андезит-риолитовая $D_1?$, 3 – карбонатно-терригенно-базальт-андезит-риолитовая D_{1-2} , 4 – кремнисто-базальт-андезитовая D_{2-3} , 5 – карбонатно-кремнисто-терригенно-трахибазальто-

вая D_3 , 6 – полимиктовый меланж D_3-P , 7 – карбонатная C_1 , 8 – терригенно-угленосная C_1 , 9 – карбонатно-терригенно-базальт-риолитовая C_1 , 10 – карбонатно-терригенная C_2 , 11 – диорит-плагиогранитовая D_{1-2} , 12 – габбро-долеритовая C_1 , 13 – риолит-трахириолитовая C_2 . Массивы диорит-плагиогранитной формации (цифры в кружках): I – Нижне-Синячихинский, II – Ямовский, III – Ялуниногорский, IV – Исаковский, V – Гостьковский, VI – Артемовский, VII – Восточно-Артемовский. Главные разломы (цифры в треугольниках): 1 – Алапаевско-Челябинский, 2 – Коптеловский, 3 – Заболотский надвиг.

Fig. 1. Geological map of pre-Mesozoic formations from the Northern part of Alapaevsk-Sukhoi Log zone according to [Kasakov et al., 2016].

Rocks associations: 1 – silico-terrigeneous-basalt-andesite-rhyolite O_3 , 2 – basalt-andesite-rhyolite $D_1?$, 3 – carbonate-terrigeneous-basalt-andesite-rhyolite D_{1-2} , 4 – silico-basalt-andesite D_{2-3} , 5 – carbonate-silico-terrigeneous-trachybasalt D_3 , 6 – polymictic melange D_3-P , 7 – carbonate C_1 , 8 – terrigenous-carboniferous C_1 , 9 – carbonate-terrigeneous-basalt-rhyolite C_1 , 10 – carbonate-terrigeneous C_2 , 11 – diorite-plagiogranite D_{1-2} , 12 – gabbro-dolerite C_1 , 13 – rhyolite-trachyrhyolite C_2 . Massives of diorite-plagiogranite formation (numbers in circles): I – Nizhne-Sinyachichinskii, II – Yamovskii, III – Yaluninogorskii, IV – Isakovskii, V – Gost'kovskii, VI – Artemovskii, VII – Vostochno-Artemovskii. Main faults (numbers in triangles): 1 – Alapaevsko-Chelyabinskii, 2 – Koptelovskii, 3 – Zabolotskii thrust.

ны, содержат рассеянную сульфидную вкрапленность и рудопоявления медно-порфирового типа [Грабежев и др., 2015]. В пределах северной части зоны (Алапаевский блок) развиты небольшие слабо эродированные гипабиссальные и субвулканические массивы (с севера на юг) Нижнесинячихинский, Ямовский, Ялуниногорский, Исаковский, Гостьковский, являющиеся вскрытыми эрозией магматическими камерами в основании подводящих каналов палеовулканических центров. Они сложены низкокальциевыми образованиями (габбро)-кварцдиорит-тоналит-плагиоадамеллитового состава с возрастом 411 млн лет, омолаживающимися к югу зоны до 397 млн лет [Грабежев и др., 2015].

Ялуниногорский массив расположен на восточной окраине г. Алапаевска. По данным геологосъемочных и поисковых работ [Кузовков и др., 1992; Коровко и др., 2004; Казаков и др., 2016], он имеет неправильную субизометричную форму (3×2 км) и залегает в центральной, наиболее эродированной, части палеовулканического центра. Массив сложен породами первой фазы внедрения – кварцевыми диоритами (преобладают), мелко-среднезернистыми диоритами, габбродолеритами, обладающими в зонах закалки слабо порфировидными структурами. Плагиогранит-порфиры второй фазы слагают небольшое (до 1 км) дайкообразное тело в северной части массива. Жильные тела по данным геологического картирования не встречаются. Гранитоиды повсеместно гидротермально изменены. Амфибол

обычно хлоритизирован или актинолитизирован, плагиоклаз серицитизирован.

Образцы для исследования отобраны в 200–400 м ниже плотины Алапаевского металлургического завода на правом берегу р. Нейва. Здесь в скальных обнажениях наблюдаются выходы среднезернистых кварцевых диоритов, секущихся редкими (не более 20 см мощности) жилами трондjemитов. Местами кварцевые диориты интенсивно преобразованы в эпидот-хлорит-кварц-ломонтитовые метасоматиты, которые визуальнo отличаются от диоритов наличием значительного количества тонких прожилков белоснежного цеолита. Зона цеолитизированных диоритов прослежена более чем на 100 м вдоль берега Нейвы. Здесь же встречены жильные кварц-хлоритовые метасоматиты, во внутренних частях которых обычно располагается кварц-карбонатный прожилок с вкрапленной или гнездовой халькопиритовой минерализацией. Шток-верк аналогичных прожилков в 1742–1744 гг. отрабатывался Алапаевским медным рудником, остат-

ки горных выработок которого расположены неподалеку. Ближе к плотине наблюдается зона закалки массива. Здесь кварцевые диориты становятся более мелкозернистыми, содержат многочисленные ксенолиты тонкозернистых закаленных диоритов. У плотины и выше нее наблюдаются вмещающие вулканогенно-кластические породы андезитидного состава, представленные потоками миндалекаменных, афировых и мелкопорфировых лав, прорванных штоками дацитов и редкими апофизами кварцевых диоритов Ялуниногорского массива.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По химическому составу породы массива отвечают габбро, кварцевым диоритам, тоналитам, трондjemитам, принадлежащим низкокалиевой известково-щелочной серии (табл. 1; рис. 2). Ранние члены серии обладают повышенным относительно поздних членов серии содержанием калия. Последние, по этому элементу сопоставимы с оке-

Таблица 1. Химический состав и CIPW нормы пород Ялуниногорского массива, мас. %

Table 1. The chemical composition of the rocks Yaluninogorsky massive and CIPW norm, wt %

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50.52	53.64	55.69	57.08	57.70	63.71	73.75	76.09	76.10	78.20
TiO ₂	0.78	0.80	0.70	0.25	0.65	0.36	0.35	0.13	0.20	0.08
Al ₂ O ₃	17.35	16.59	15.82	19.66	15.32	15.00	13.44	11.60	12.41	12.33
Fe ₂ O ₃	5.39	5.01	3.70	4.73	7.25	2.39	1.16	1.42	0.69	0.53
FeO	5.30	2.80	6.40	1.00	1.70	0.70	0.40	0.27	0.50	0.60
MnO	0.17	0.11	0.14	0.08	0.17	0.05	0.03	0.02	0.02	0.00
MgO	5.12	5.76	3.28	2.48	3.30	2.36	0.83	0.46	0.94	0.42
CaO	9.12	7.56	8.56	7.50	6.45	3.46	1.01	2.51	1.71	1.30
Na ₂ O	3.14	3.33	2.65	4.67	3.15	5.22	7.29	6.24	7.14	5.84
K ₂ O	0.42	1.03	0.33	0.67	0.49	0.38	0.23	0.06	0.12	0.22
P ₂ O ₅	0.06	0.25	0.12	0.06	0.14	0.08	0.07	0.03	0.03	0.01
П.п.п.	2.30	2.70	2.10	2.36	3.60	6.00	0.90	1.20	0.69	0.40
Сумма	99.67	99.58	99.49	100.54	99.92	99.70	99.46	100.03	100.55	99.93
Fe/(Fe + Mg)	0.52	0.41	0.62	0.54	0.58	0.40	0.49	0.65	0.40	0.59
Нормы CIPW										
Qz	4.60	8.37	15.44	9.23	20.97	22.65	27.94	35.92	30.63	39.94
An	32.90	28.14	31.10	31.25	27.23	17.47	3.32	3.53	1.47	6.43
Di	10.58	6.89	9.63	4.87	3.92	0.24	1.00	2.53	5.15	0.00
Hу	12.46	11.62	11.63	4.04	6.73	6.16	1.63	0.00	0.00	1.58
Ab	27.25	29.11	23.02	40.28	27.67	47.13	62.62	53.39	60.50	49.67
Or	2.54	6.26	2.01	4.02	3.01	2.42	1.36	0.35	0.71	1.30
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.35	0.09	0.00
Ap	0.14	0.60	0.30	0.14	0.35	0.19	0.16	0.07	0.07	0.02
Ilm	1.52	1.58	1.37	0.47	1.27	0.72	0.68	0.25	0.38	0.15
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
Mt	8.03	7.27	5.51	2.82	4.32	1.48	0.38	0.56	1.00	0.77
Hem	0.00	0.16	0.00	2.87	4.55	1.53	0.92	1.05	0.00	0.00
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. 1–5 – кварцевые диориты, 6 – тоналит, 7–10 – трондjemиты. Анализы 1–3, 6, 7 по данным [Казаков и др., 2016], 4, 8, 9 по данным [Грабежев и др., 2015]. Аббревиатура минералов приведена по [Kretz, 1983].

Note. 1–5 – quartz diorites, 6 – tonalite, 7–10 – trondhjemites. Sample 1–3, 6, 7 according to [Kazakov et al., 2016], 4, 8, 9 according to [Grabezhev et al., 2015]. Symbols of mineral from [Kretz, 1983].

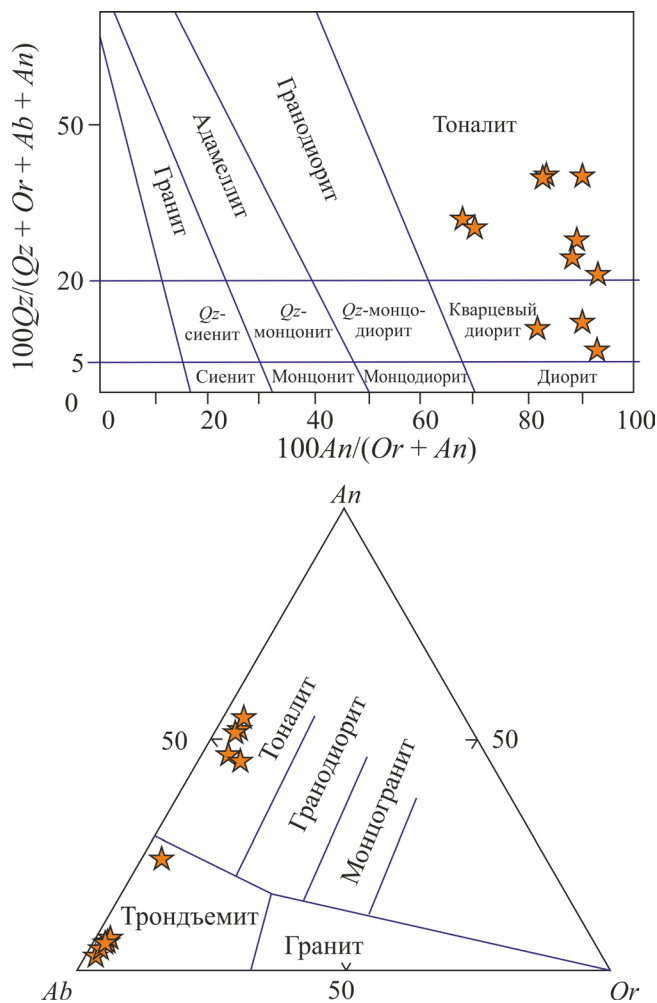


Рис. 2. Классификационные диаграммы [O'Connor, 1965; Streckeisen, La Maitre, 1979] для пород Ялуниногорского массива.

Fig. 2. Classification diagrams [O'Connor, 1965; Streckeisen, La Maitre, 1979] for Yaluninogorsky massif rocks.

аническими плагиогранитами. Такая особенность поздних порций расплавов обусловлена ранней кристаллизацией биотита в диоритах и тоналитах, способствующей их обеднению калием. Данные о составе РЭ и РЗЭ, изотопном составе Sr, Nd в породах массива приведены в работе [Грабежев и др., 2015; Plotinskaya et al., 2016] и свидетельствуют о формировании гранитоидов в условиях островодужной обстановки за счет глубокой кристаллизационной дифференциации базальтоидного расплава мантийной природы.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Кварцевые диориты характеризуются массивной, реже полосчатой текстурой. Структура пород гипидиоморфнозернистая, призматическизерни-

стая с преобладанием идиоморфизма плагиоклаза над пироксеном (субофитовая), амфиболом и кварцем (рис. 3а, б). В породах дайковой фации отмечаются порфировидные структуры с идиоморфными пироксеном и плагиоклазом, отличным по крупности от основной массы плагиоклаза и кварца. Крайне редко в них отмечается присутствие пойкилокристов зеленовато-бурого амфибола, содержащего включения плагиоклаза. Обычными второстепенными минералами пород являются биотит и титаномagnetит. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, пиритом, иногда титанитом, турмалином. Вторичные изменения пород проявлены в развитии низкоглиноземистой роговой обманки, актинолита, эпидота, пумпеллиита, хлорита, magnetита, пирита, халькопирита по фемическим минералам и развитию альбита, эпидота по плагиоклазу.

Клинопироксен кварцевых диоритов образует субидиоморфные кристаллы, которые обычно замещены зеленовато-бурым позднемагматическим или светло-зеленым постмагматическим амфиболом. Его состав отвечает $Wo_{40-45}En_{34-40}Hd_{17-22}$, располагаясь в поле авгита на границе с диопсидом (табл. 2). Железистость варьирует в диапазоне 0.30–0.38. Характерно наличие структуры распада твердого раствора с выделением параллельно (001) lamellae толщиной в 1–2 мкм пизонита(?) (см. табл. 2, ан. 5) и предположительно lamellae ортопироксена, замещенных кварцем совместно с низкоглиноземистой роговой обманкой. Позднемагматический амфибол – зеленовато-бурая магнезиальная роговая обманка с железистостью 0.43–0.50 и средним содержанием окиси алюминия 6 мас. % (см. табл. 2). Для него характерно присутствие около 0.25 мас. % хлора. Постмагматический амфибол в отличие от первичного содержит менее 5 мас. % Al_2O_3 , обладает пониженной железистостью (0.38–0.45) и не содержит хлора. Биотит обычно тесно ассоциирует с титаномagnetитом, характеризуется более высокой, чем амфибол, железистостью $f - 0.52-0.57$ и повышенным содержанием TiO_2 , колеблющемся от 3.8 до 5.5 мас. % (см. табл. 2). Содержание хлора в биотите достигает 0.5 мас. %. Кристаллам плагиоклаза свойственна прямая зональность с вариациями доли анортита в составе от 68 до 25% (табл. 3). Акцессорный ранний магматический титаномagnetит образует изолированные зерна, сроставшиеся с клинопироксеном или плагиоклазом. Он характеризуется грубыми структурами распада magnetит-ильменит. Состав титаномagnetитовой матрицы таких зерен содержит 1.2–2.5 мас. % TiO_2 и до 1.7 мас. % V_2O_5 (табл. 4, ан. 1–2), а содержащиеся в ней lamellae ильменита обладают повышенным содержанием марганца 4–7 мас. % MnO (см. табл. 4, ан. 5, 6). Такие зерна представляют результат постмагматического преобразования первичного титаномagnetита, содержание ок-

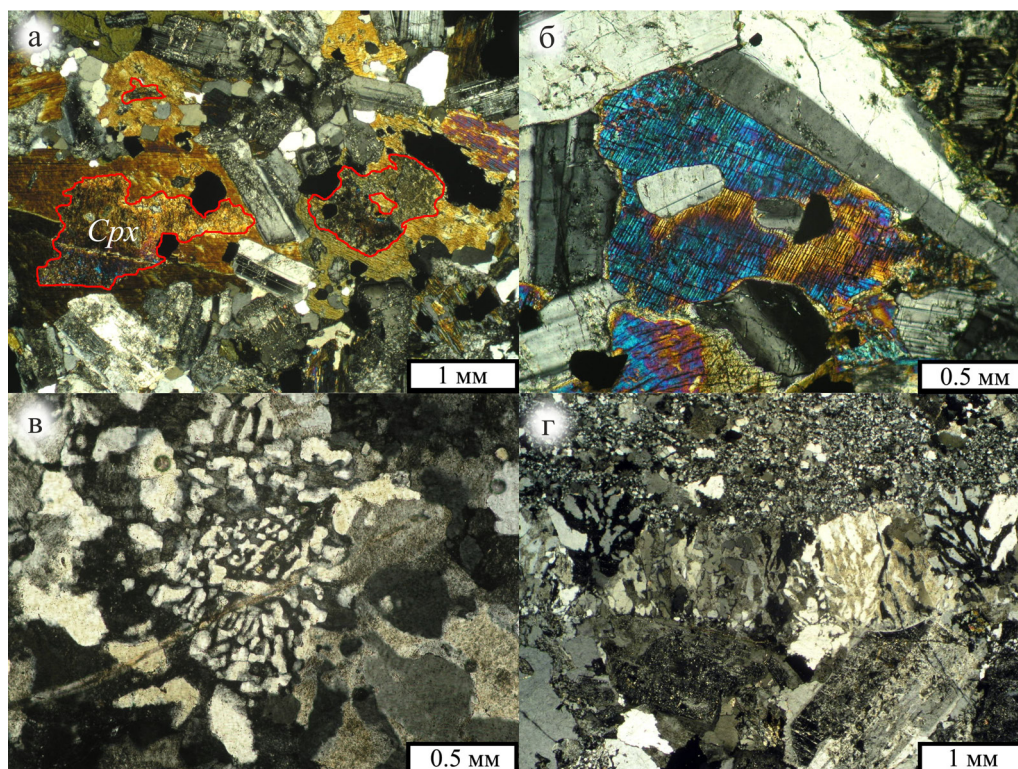


Рис. 3. Петрографические особенности пород Ялуниногорского массива.

а. Структура кварцевого диорита. В составе кварцевого диорита выделяются кристаллы плагиоклаза с высокой долей идиоморфизма, интерстиции между которыми выполнены кварцем и амфиболом. В центральных частях амфибола видны сильно измененные реликты авгита (обведены красным) и изометричные зерна титаномagnetита. б. Авгит со структурой распада пижонита, заключенный между крупными субидиоморфными кристаллами андезин-лабрадора. в. Микропегматит кварц-плагиоклазового состава в базисе жильных гранофигов. г. Жильный пегматит-аплит. Нижняя часть снимка демонстрирует среднезернистый кварцевый диорит, секущийся жилой пегматит-аплитом, имеющей микропегматитовую структуру (средняя часть снимка) в зальбандах, сменяемую аплитовой в осевой части (верхняя часть снимка). Фотографии выполнены при скрещенных николях.

Fig. 3. Petrographic features of Yaluninogorsk massif rocks.

а. The structure of quartz diorite. Highly idiomorphic plagioclase crystals stand out, interstice between them being filled by quartz and amphibole. In the central part of amphibole there are highly altered augite relicts (circled with the red marker) and isometric titanomagnetite grains. б. Augite with lamella of pigeonites, enclosed between large subidiomorphic crystals of andesine-labrador. в. Micropegmatite of quartz-plagioclase composition in the basis of veined granophyres. г. Veined pegmatite-aplite. The lower part of the picture shows medium-grained quartz diorite, dissected by the pegmatite-aplite vein having micropegmatitic structure (the middle part of the picture) in salbands, followed by aplite structure in the axial part (the upper part of the picture). The pictures are made with crossed nicols.

сида титана в котором достигало 10 мас. %. Поздний магматический титаномagnetит образует мелкие зерна с тонким распадом ильменита. Расчет валовых составов таких зерен (см. табл. 4, ан. 4) показывает, что они содержат от 2.0 до 6.5 мас. % TiO_2 . Напротив, magnetит, образующийся при постмагматическом замещении пироксена, не содержит титана. Кристаллы хлор-гидроксил-апатита (0.5–1.8 мас. % Cl) крайне бедны серой, ее содержание менее предела обнаружения ЭДС-спектрометра. В зернах апатита часто отмечается присутствие микровключений монацита размером менее 2 мкм, образование которых связано с перераспределением РЗЭ в апатите во время постмагматических преобразований пород.

Среди жильных пород выделяются биотитовые, magnetитовые, пироксеновые трондьемиты, гранофиры, пегматит-аплиты (см. рис. 3в, г), в которых содержание фемических минералов не превышает 5%. Они характеризуются гипидиоморфнозернистыми, аплитовыми, микропегматитовыми структурами. Темноцветные минералы в них обычно замещены хлоритом, а плагиоклаз – альбитом.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАСОМАТИТОВ

Сопряженные с интрузией скарны пироксен-эпидотовой фации содержат вкрапленность magnetита, пирита, халькопирита в количестве, не превышающем 10%. Исследованный нами образец

Таблица 2. Химический состав (мас. %) клинопироксена (1–5), амфибола (6–12), биотита (13)**Table 2.** The chemical composition (wt %) of clinopyroxene (1–5), amphibole (6–12), biotite (13)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Fe/(Fe+Mg)
1	52.38	0.24	0.89	10.99	12.62	0.45	21.73	0.20	Н.о.	99.53	0.32
2	52.75	0.49	0.81	10.59	13.29	0.26	21.82	Н.о.–	–”–	100.00	0.31
3*	52.58	0.55	0.53	13.29	12.02	0.20	20.89	–”–	–”–	100.00	0.38
4**	52.80	0.45	1.69	12.30	13.40	0.35	19.01	–”–	–”–	100.00	0.33
5	51.50	0.20	1.00	22.10	15.10	0.80	9.30	–”–	–”–	100.00	0.45
6	46.84	1.80	8.60	16.52	11.97	0.25	11.82	1.29	0.73	100.00	0.44
7	46.17	1.76	6.55	17.72	11.61	0.28	11.02	1.53	0.42	97.61	0.46
8	46.55	1.47	6.30	17.90	11.38	0.31	11.19	1.43	0.48	97.27	0.46
9	46.87	1.35	6.16	17.75	11.56	0.35	11.22	1.46	0.49	97.75	0.46
10	49.21	0.32	4.70	17.75	12.12	0.41	11.22	0.93	0.41	97.07	0.45
11	51.99	0.41	4.58	15.84	13.86	0.40	11.44	1.20	0.28	100.00	0.39
12	52.72	0.62	3.97	15.77	14.32	0.44	11.48	0.69	0.00	100.00	0.38
13	36.04	4.53	14.39	22.7	10.56	0.35	0.05	0.12	7.69	97.62	0.54

Примечание. Анализы 1, 7–9, 13 выполнены на микрозондовом анализаторе Cameca SX-100 (аналитик Д.А. Замятин). Содержание Cl (мас. %) в анализах: 7 – 0.24, 8 – 0.27, 9 – 0.27, 13 – 0.50. Содержание F (мас. %) в анализах: 7 – 0.31, 8 – 0.28, 9 – 0.27, 13 – 0.65. Остальные анализы выполнены на ЭДС-приставке INCA Energy 450 X-Max и нормализованы к 100%. *Состав по площади зерна. **Состав ламели пижонита с частичным захватом матрицы диопсида. Н.о. – элемент не обнаружен.

Note. Analyses 1, 7–9, 13 were performed with Cameca SX-100 Electron Probe Micro Analyzer (analyst D.A. Zamyatin). Cl-content (wt %) in the analyses: 7 – 0.24, 8 – 0.27, 9 – 0.27, 13 – 0.50. F-content (wt %) in the analyses: 7 – 0.31, 8 – 0.28, 9 – 0.27, 13 – 0.65. The other analyses were performed with EDS INCA Energy 450 X-Max system and normalized to 100%. *Grain surface composition. **Pi-gionite lamella composition with a partial capture of diopside matrix. H.o. – not found.

Таблица 3. Химический состав плагиоклаза, мас. %**Table 3.** The chemical composition of plagioclase, wt %

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	An, %
1	51.30	31.49	0.32	13.37	3.52	0.00	100.0	67.7
2	53.54	29.66	0.47	11.60	4.72	0.00	100.0	57.6
3	53.90	29.55	0.21	11.52	4.81	0.00	100.0	57.0
4	53.58	29.52	0.42	11.54	4.78	0.17	100.0	56.6
5	53.85	29.45	0.28	11.37	4.85	0.19	100.0	55.8
6	54.34	29.19	0.36	10.66	5.22	0.23	100.0	52.3
7	54.53	28.93	0.37	10.64	5.24	0.27	100.0	52.0
8	55.46	28.22	0.20	10.10	5.68	0.19	100.0	49.0
9	55.72	28.89	0.00	9.16	5.46	0.76	100.0	45.9
10	59.67	25.72	0.00	7.09	7.14	0.38	100.0	34.6
11	59.54	25.55	0.18	7.07	7.34	0.31	100.0	34.1
12	60.87	24.88	0.00	6.09	7.72	0.43	100.0	29.6
13	61.70	24.61	0.00	5.18	8.04	0.47	100.0	25.5

Таблица 4. Химический состав магнетита и ильменита, мас. %**Table 4.** The chemical composition of magnetite and ilmenite, wt %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MnO	Сумма
1**	0.50	1.25	1.23	1.20	94.88	0.00	99.06
2**	0.43	2.08	1.46	1.72	93.30	0.33	99.32
3*	0.84	6.44	1.03	0.81	89.35	0.00	98.47
4*	0.65	2.33	0.95	1.12	93.05	0.25	98.35
5**	0.37	50.46	0.00	0.54	44.30	4.32	99.99
6**	0.33	50.96	0.39	0.00	41.09	7.22	99.99

*Состав по площади зерна.

**Состав зерен в структуре распада.

*Grain surface composition.

**Grains composition in the decomposition solid solution.

скарна сложен микрозернистым агрегатом альбита, эпидота, актинолита, клинопироксена. Помимо вкрапленности пирита в нем отмечены халькопирит, миллерит и герсдорфит (рис. 4а, б). Последний слагает каймы вокруг халькопирита, образуя с ним единую ассоциацию. Составы миллерита и герсдорфита характеризуются низкими содержаниями железа и отсутствием значимых количеств кобальта, отношение As/S близко 1, что указывает на низкие температуры кристаллизации [Klemm, 1965]. С ними иногда ассоциирован галенит редкого состава, зерна которого (1–3 мкм) содержат до 30 мол. % клаусталитового минала (PbSe). Согласно данным [Юшкин, Павлов, 1983; Vikre, 1985], такой галенит кристаллизуется при 100–250°C. Интересна находка чешуйки молибденита размером 35 мкм, в составе которой установлена примесь Re до 2 мас. %.

На кварцевые диориты массива и вмещающие их вулканогенные породы базальт-андезит-риолитовой ассоциации наложены минеральные парагенезисы пропилитов, с которыми сопряжена вкрапленная пиритовая, реже прожилково-вкрапленная халькопирит-пиритовая минерализация. Она максимально развита в обрамлении интрузии, где выделяются зоны, содержащие до 3–5, иногда до 10% пирита.

Жильные кварц-хлоритовые метасоматиты и сопряженные с ними кварц-карбонатные прожилки ранее являлись объектом добычи на Алапаевском медном руднике. Хлорит, главный породообразующий минерал этих метасоматитов, образует разноориентированные чешуйчатые агрегаты, ре-

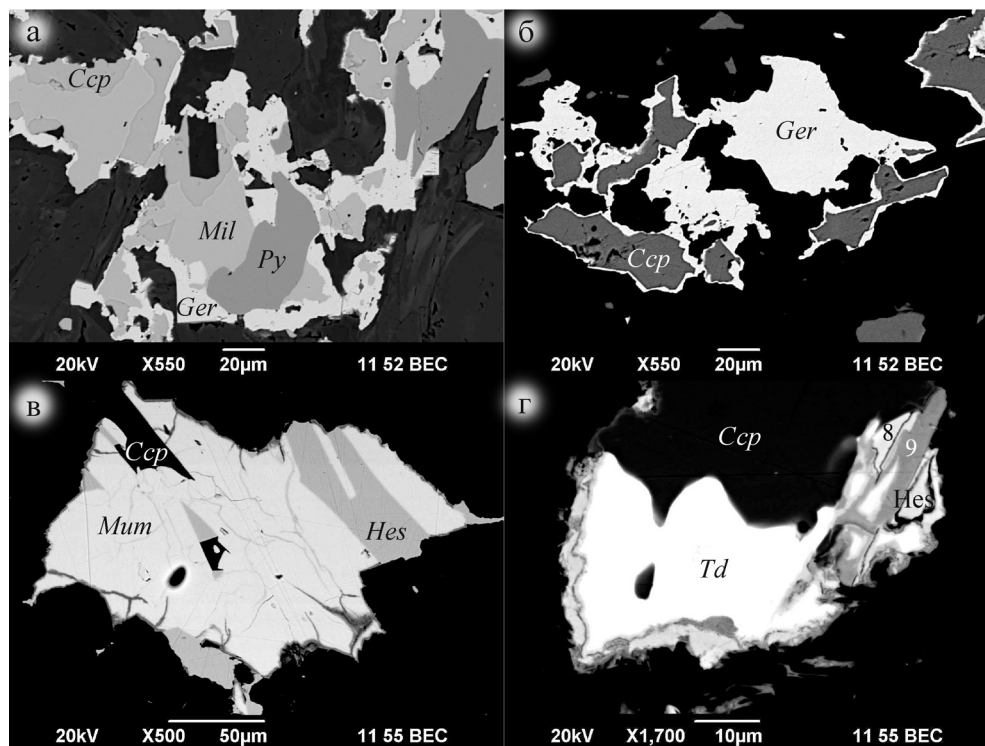


Рис. 4. Микрофотографии рудных минералов в обратнорассеянных электронах.

а, б. Пироксен-амфибол-эпидотовый скарн с двумя ассоциациями сульфидов Cu и Ni: **ранняя пирит-миллеритовая и поздняя халькопирит-герсдорфитовая**. К поздней ассоциации приурочены выделения селенистого галенита.

в, г. Кварц-хлоритовые метасоматиты, несущие существенно халькопиритовую минерализацию, с которой сопряжены выделения муммента, гессита, тетрадимита и фаз, показанных на рисунке г номерами 8 и 9 (см. табл. 5). Индексы минералов: Py – пирит, Ccp – халькопирит, Mil – миллерит, Ger – герсдорфит, Mum – муммент, Hes – гессит, Td – тетрадимит.

Fig. 4. Photomicrograph of ore minerals in back scattered electrons.

а, б. **Pyroxene-amphibole-epidote skarn with two Cu and Ni sulfides associations: early pyrite-millerite association and late chalcopyrite-gersdorffite association**. Selenium galena grains are related to the late association.

в, г. **Quartz-chlorite metasomatites bearing essentially chalcopyrite mineralization, which is associated with mummite, hessite, tetradymite segregations and phases, indicated on figure г by numbers corresponding to Table 5**. Mineral indices: Py – pyrite, Ccp – chalcopyrite, Mil – millerite, Ger – gersdorffite, Mum – mummite, Hes – hessite, Td – tetradymite.

же сферолиты. По химическому составу выделяются два типа хлорита, соответствующие Fe-Mg твердому раствору клинохлор-шамозитовой серии: железистый ($f = 0.65-0.67$) и железо-магнезиальный ($f = 0.48-0.50$) клинохлоры. Сульфидная минерализация приурочена к поздним генерациям хлорита. Она представлена вкрапленностью и гнездами халькопирита, в ассоциации с которым нами установлены минералы Ag, Bi, Te, **представленные гесситом, мумментом, теллур-дефицитным минералом серии тетрадимит-кавацулит** и другими не диагностированными фазами (см. рис. 4г, табл. 5). Характерной чертой сульфидов и сульфотеллуридов является обогащенность их селеном.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОИДОВ

Применение пироксенового термометра [Lindsley, 1983] к плутоническим породам сталкивается

с рядом проблем, связанных с размерностью ламеллярных выделений, миграцией вещества с образованием самостоятельных зерен, реакцией с флюидной фазой, окислением, что наблюдается практически во всех зернах пироксена кварцевых диоритов Ялуниногорского массива. Тем не менее, позиция валового состава пироксена на изотерме 900°C в координатах $En-Wo-Fs$ характеризует температуру $Px-Pl$ котектической кристаллизации пород массива. Эта кристаллизация сопровождалась выделением крупных зерен титаномагнетита, титанистого биотита и – на заключительных этапах – амфибола, коэффициенты распределения титана между которыми (табл. 6), в соответствии с данными [Ферштатер, Бородина, 1975], характеризуют малоглубинные фациальные условия кристаллизации пород.

В соответствие с данными [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987] в ассоциации амфибол + плагиоклаз $\pm$ (К-полевошпат, кварц) при умерен-

Таблица 5. Химический состав рудных минералов, мас. %**Table 5.** Chemical composition of ore minerals, wt %

№	n	Ag	Cu	Fe	Ni	Pb	Bi	As	Te	Se	S	Сумма
1	9	Н.о.	33.64	30.9	0.38	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	34.94	99.86
2	4	—	Н.о.	1.24	63.28	—	—	—	—	—	35.27	99.79
3	9	—	—	1.49	33.12	—	—	46.99	—	—	18.23	99.83
4*	1	—	—	Н.о.	Н.о.	81.41	—	Н.о.	—	8.92	9.67	100.00
5	1	63.76	0.11	—	—	Н.о.	—	—	35.80	Н.о.	Н.о.	99.67
6	4	14.01	0.59	—	—	7.27	56.44	—	0.71	4.94	13.70	97.64
7	3	Н.о.	Н.о.	0.45	—	Н.о.	60.10	—	30.20	5.15	3.69	99.59
8	2	45.88	0.86	0.73	—	—	17.50	—	33.10	0.67	1.27	100.01
9	5	48.24	23.20	0.84	—	—	2.24	—	1.52	7.61	14.50	98.15

Примечание. 1 – халькопирит, 2 – миллерит, 3 – герсдорфит, 4 – галенит, 5 – гессит, 6 – муммеит, 7 – тетрадимит, 8, 9 – не диагностированные фазы. *Состав минерала приведен к 100% после вычета из анализа долей халькопирита и герсдорфита. Н.о. – элемент не обнаружен.

Note. 1 – chalcopyrite, 2 – millerite, 3 – gersdorffite, 4 – galena, 5 – hessite, 6 – mummeite, 7 – tetradymite, 8–9 – undiagnosed phases. *The mineral composition reduced to 100% after deducting the share of chalcopyrite and gersdorffite. H.o. – not detected.

Таблица 6. Кристаллохимические коэффициенты и P - T параметры кристаллизации, °C, кбар**Table 6.** The crystal-chemical coefficients and P - T crystallization parameters, °C, kbar

Этап минералообразования	I	II	III
X_{An}	<i>Плагиоклаз</i>		
	0.68-0.45	0.35-0.25	—
Si	<i>Амфибол</i>		
	6.9 (±0.1)	7.0 (±0.1)	7.3 (±0.2)
Al_{tot}	1.33 (±0.13)	1.12 (±0.04)	0.81 (±0.12)
Al^{IV}	1.10 (±0.14)	1.02 (±0.06)	0.67 (±0.15)
Al^{VI}	0.23 (±0.01)	0.09 (±0.02)	0.15 (±0.01)
Fe/(Fe + Mg)	0.43 (±0.02)	0.47 (±0.03)	0.42 (±0.04)
K^{Bi-Amp}	2.8 (±0.1)	2.7 (±0.1)	—
K^{Bi-Mt}	0.5 (±0.1)	0.7 (±0.1)	—
	<i>Амфиболовая окситермобарометрия</i>		
T [Féménias et al., 2006]	772 (±20)	753 (±20)	582 (±30)
T [Ridolfi et al., 2010]	801 (±10)	778 (±15)	—
P [Schmidt, 1992]	3.3 (±0.5)	2.3 (±0.1)	0.9 (±0.5)
P [Hammarstrom, Zen, 1986]	2.8 (±0.6)	1.8 (±0.2)	0.3 (±0.2)
P [Hollister et al., 1987]	2.8 (±0.5)	1.6 (±0.2)	—
P [Johnson, Rutherford, 1989]	2.2 (±0.5)	1.3 (±0.2)	—
P [Krawczynski et al., 2012]	3.3 (±0.2)	1.0 (±0.2)	—
P [Larocque, Canil, 2012]	3.9 (±0.2)	1.4 (±0.2)	—
P [Ridolfi et al., 2010]	1.3 (±0.1)	1.0 (±0.1)	—
ΔNNO [Ridolfi et al., 2010]	0.7 (±0.15)	0.8 (±0.2)	—
H_2O_{melt} [Ridolfi et al., 2010]	4.9 (±0.2)	3.6 (±0.2)	—
	<i>Амфибол-плагиоклазовая термобарометрия</i>		
X_{An}	0.5	0.3	—
T [Blundy, Holland, 1990]	785 (±20)	743 (±10)	—
P [Blundy, Holland, 1990]	1.8 (±0.2)	1.6 (±0.2)	—
P [Ферштатер, 1990]	2.0 (±0.2)	2.0 (±0.2)	—
	<i>Кварц-полевошпатовая барометрия</i>		
P_{H_2O} [Ферштатер, 1987]	—	1.5–2.0	—
P_{H_2O} [Blundy, Cashman, 2001]	—	1.5–3.0	—

Примечание. I–III – этапы минералообразования: I – раннемагматический (ликвидусный), II – позднемагматический (субсолидусный), III – постмагматический. Прочерки – нет данных.

Note. I–III – mineral genesis stages: I – Early magmatic stage, II – Late magmatic stage, III – Postmagmatic stage. Dash – no data.

ной или высокой окисленности содержание алюминия в кальциевом амфиболе линейно возрастает с увеличением давления кристаллизации. Это впоследствии было подтверждено экспериментальными работами [Johnson, Rutherford, 1989; Blundy, Holland, 1990; Schmidt, 1992; Anderson, Smith, 1995], в результате которых барометр на основе содержания алюминия в роговой обманке стал широко применяться для расчета давлений магматической кристаллизации и для установления глубины заложения батолитов или вертикальных перемещений земной коры.

Для оценки давления при кристаллизации роговой обманки в породах массива мы использовали геобарометр [Schmidt, 1992]. Полученные данные указывают на образование максимального глиноземистого амфибола, формирующегося на поздней стадии этапа ликвидусной кристаллизации, при давлении 2.7–3.8 кбар. Кристаллизация амфибола субсолидусного этапа происходила при 1.8–2.4 кбар (см. табл. 6). Другие барометры [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson, Rutherford, 1989], в том числе основанные на содержании алюминия в октаэдрической координации [Krawczynski et al., 2012; Larocque, Canil, 2012] дают сопоставимые результаты (см. табл. 6). Зерна и каймы амфибола постмагматического этапа кристаллизовались при давлении 0.1–1.1 кбар, что может быть связано с преобразованием пород массива в расположенных выше горизонтах коры.

Факт существования и совместной кристаллизации в известково-щелочных магматических породах роговой обманки и плагиоклаза позволил на основе моделей твердых растворов рассчитать роговообманково-плагиоклазовый геотермобарометр [Holland, Blundy 1994], согласно которому температура амфибол-плагиоклазового равновесия в кварцевых диоритах Ялуниногорского массива находится в диапазоне 720–750°C при давлении 1.5–2.0 кбар. Данный расчет основан на существовании равновесия между амфиболом и поздними генерациями плагиоклаза состава An_{30} , т.е. исходя из предположения о кристаллизации амфибола из остаточного расплава. В противном случае наблюдается значимое расхождение в оценках давления с данными амфиболовой барометрии. Использование эмпирического амфибол-плагиоклазового барометра [Ферштатер, 1990] показывает близкие значения давления в 1.8–2.2 кбар. Применение амфиболового термометра [Ridolfi et al., 2010] с заданным давлением в 2 кбар дает значения в 750–805°C. При этом, согласно [Putirka, 2016], такой амфибол кристаллизовался из расплава трондjemитового состава, что подтверждает наши наблюдения о его кристаллизации из остаточного интерстициального расплава, реагирующего с ранними фазами.

В последние годы на основе экспериментальных и эмпирических данных, полученных при изу-

чении лав современных вулканов, были предложены зависимости состава амфиболов от T , P , fO_2 и содержания H_2O в расплаве [Ridolfi et al., 2010]. Нами проведен комплекс таких расчетов для амфибола кварцевых диоритов Ялуниногорского массива и получены следующие значения: $T = 740–780^\circ C$, $P = 1$ кбар, $\Delta NNO = 0.5–0.8$, $H_2O = 3.5–4$ мас. %. Несмотря на то что эти значения нуждаются в независимых оценках, они еще раз подтверждают вероятность кристаллизации амфибола из остаточного, близкого к водонасыщенному при данных условиях расплава. Для амфибола с максимальным содержанием глинозема устанавливаются: $T = 830^\circ C$, $P = 1.6$ кбар, $\Delta NNO = 0.4$, $H_2O = 5.2$ мас. %.

Соотношение количества кварца и полевого шпата в графических сростаниях отражает котектические условия кристаллизации остаточного расплава в зависимости от величины водного давления. Это позволяет оценить условия формирования жильных трондjemитов и гранофинов, в составе которых отмечено присутствие графических кварц-плагиоклазовых сростаний. По нашим оценкам, количество кварца в сростаниях варьирует в диапазоне 41–43%, что в соответствии с экспериментальными данными в системе $Qtz-Ab-An-H_2O$, рассмотренными в работе [Ферштатер, 1987], указывает на кристаллизацию при P_{H_2O} около 1.5–2.0 кбар. Аналогичный результат получаем и при расчете нормативного CIPW состава пород в координатах $Qz-Ab-Or$ [Blundy, Cashman, 2001] (рис. 5). В соответствии с минимумом гранитной системы при дан-

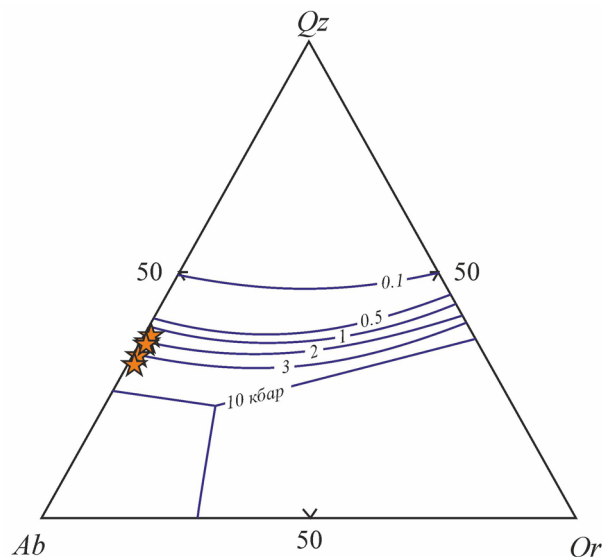


Рис. 5. Позиция составов трондjemитов Ялуниногорского массива на диаграмме $Qz-Ab-Or$ [Blundy, Cashman, 2001].

Fig. 5. Position of Yaluninogorsk massif trondjemites compositions on the $Qz-Ab-Or$ diagram [Blundy, Cashman, 2001].

ном давлении содержание воды в таких расплавах составляло 4–5 мас. % [Holtz, Johannes, 1994].

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Оценка условий образования жильных апо-кварцдиоритовых метасоматитов выполнена с использованием хлоритовых геотермометров. По данным [Cathelineau, 1988], вариации содержаний Al^{IV} в структуре хлорита напрямую отражают температуру его кристаллизации, которая может быть оценена в 340–290°C. Экспериментально откалиброванный геотермометр М. Касселино для температур менее 250°C [Котельников и др., 2012] показывает формирование железистого хлорита при 265–300°C, а железо-магнезиального хлорита – при 240–260°C. Другим независимым критерием оценки температур может выступать наличие ассоциированного эпидота, а также отсутствие на рентгенограммах хлоритов отражений смешаннослойных минералов, показывающие нижнюю границу формирования метасоматитов, равную 220°C. Поэтому рассчитанные нами параметры условны и не могут выступать в качестве истинных температур минералообразования данных метасоматитов. Соответственно, сопряженная с метасоматитами Cu и Ag-Bi-Te минерализация, ассоциированная с поздним хлоритом, могла формироваться при температурах менее 340 или 240°C.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Котектический анализ основных разновидностей пород массива в координатах $Ab-Fem-An$ и $Cpx-Opx-An$, предложенный в работе Г.Б. Ферштатера [1987], указывает на их образование из расплава железистостью 0.4, отделившегося при давлении 15 кбар от мантийного субстрата (рис. 6). Такие расплавы приближаются к среднему составу базальтов островодужной андезитовой формации, из чего мы заключаем, что кварцевые диориты массива могут являться продуктом плавления базальтов в зоне субдукции.

Условия начала кристаллизации кварцевых диоритов Ялуниногорского массива ($Px-Pl$ котектика) пока исследованы недостаточно. Тем не менее на основании данных двупироксенового геотермометра можно предположить кристаллизацию пироксена и плагиоклаза, на долю которых приходится более половины объема породы, при $T > 900^\circ C$. Завершение кристаллизации кварцевых диоритов устанавливается по парагенезису $Hbl-An_{30}$, формирующемуся из остаточного интерстициального расплава трондjemитового состава при $T = 740^\circ C$ и $P_{общ} \approx P_{H_2O} \approx 1.5–2.0$ кбар. Содержание нормативного кварца в секущих кварцевых диоритах и тоналитах трондjemитов близко или немного меньше, чем в графических сростаниях, что указывает на отделение и кристаллизацию трондjemито-

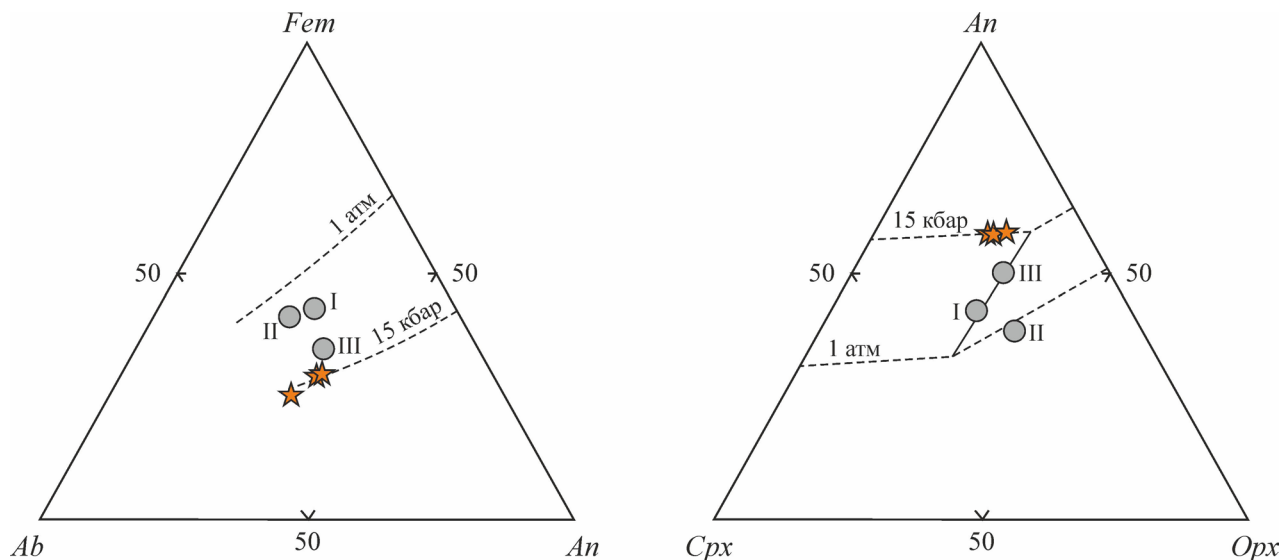


Рис. 6. Диаграммы $Ab-Fem-An$ и $Cpx-Opx-An$ для основных разновидностей пород Ялуниногорского массива.

Пунктирные линии – котектики в системе $Cpx-Opx-An$ при железистости 0.4. Серыми кружками показаны средние составы океанических (I), континентальных (II) толлитов, базальтов андезитовой формации островных дуг (III) [Кутолин, 1972; Лутц, 1980].

Fig. 6. $Ab-Fem-An$ and $Cpx-Opx-An$ diagrams for the basic rocks of Yaluninogorsky massif rocks.

Dotted lines stand for cotectic curves in $Cpx-Opx-An$ system with iron content 0.4. Gray circles show average compositions of oceanic (I), continental (II) tholeiites, island arcs andesite formation basalts (III) [Kutolin, 1972; Lutz, 1980].

вых расплавов в близких условиях. Например, их генерация могла происходить в основании магматической камеры, а консолидация – в ее верхней части при $P_{H_2O} = 2$ кбар (при этом не исключен небольшой автоклавный эффект). Согласованность расчетных давлений формирования минеральных парагенезисов кварцевых диоритов и трондjemитов демонстрирует завершение формирования пород массива на глубинах около 5–7 км, в соответствии с геобарическим градиентом земной коры (0.27 кбар/км). Значительная глубина формирования магматической камеры и ее медленное охлаждение объясняют отсутствие порфировых структур в породах Ялуниногорского массива.

Реконструкция условий кристаллизации кварцевых диоритов демонстрирует несколько важных особенностей продуцирующих их расплавов. Например, расплав, заполнивший магматическую камеру и пришедший в физико-химическое равновесие при 1.5–2.0 кбар, содержал около 2 мас. % H_2O , что являлось препятствием кристаллизации амфибола в качестве ликвидусной фазы. Согласно [Plank et al., 2013], такой расплав является маловодным относительно большинства островодужных магм, содержащих в среднем около 4 мас. % H_2O . Дальнейшая эволюция расплава, сопровождаемая выделением 70–80% кристаллов (клинопироксен + плагиоклаз), приблизила его к водонасыщенному состоянию при 4 мас. % H_2O . Из такого остаточного (интерстициального) расплава, имеющего трондjemитовый состав, кристаллизовались кислый плагиоклаз, кварц, амфибол, а при понижении давления – клинопироксен. Маловодный характер островодужного магматизма, продуцирующего оруденение медно-порфирового типа в пределах Алапаевско-Суходолжской зоны, подтверждается отсутствием вкрапленников амфибола во вмещающих их вулканитах, относимых к непрерывно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой формации [Казаков и др., 2016] калиево-натриевого типа и вмещающих гранитоиды Ялуниногорского массива.

Интересными и пока недооцененными являются факторы концентрации и формы нахождения в расплавах серы. Ранее в работе [Грабежев, Воронина, 2012] было показано, что апатиты большинства уральских, специализированных на порфировый тип оруденения, магматитов бедны серой. В значимых концентрациях сера отсутствует и в апатитах Ялуниногорского массива, при этом магматические сульфиды в них тоже не встречены. В соответствии с работами [Carroll, Rutherford, 1985; Peng et al., 1997] вхождение серы в структуру апатита происходит при величине $\Delta NNO > 1$. Следовательно, окисленность магм кварцевых диоритов была ниже этого порогового значения, что не противоречит результату расчета fO_2 , приведенному ранее. Отметим, что расчетная величина ($\Delta NNO = 0.5–0.8$) свойственна большинству раннеостроводужных

магматитов и, по-видимому, отражает окисленность их магматического источника [Behrens, Gailard, 2006].

Мезабиссальный уровень становления Ялуниногорского массива указывает на значительный эрозионный срез палеовулканической постройки. Этот факт и отсутствие сопряженного с массивом масштабного дайкового комплекса [Кузовков и др., 1992; Коровко и др., 2004; Казаков и др., 2016] свидетельствуют о невысоких перспективах на обнаружение месторождений порфирового типа в районе Ялуниногорского массива. Но нельзя исключать вероятность выявления промышленного оруденения в опущенных тектонических блоках, в пределах которых локализованы небольшие спутники интрузии.

Что же касается сопряженных с массивом метасоматитов, то их точечное исследование показывает присутствие скарнов, несущих убогую герсдорфит-халькопиритовую и пирит-магнетитовую минерализацию, а также жильных кварц-карбонат-хлоритовых метасоматитов с сульфотеллуридно-халькопиритовой минерализацией, не имеющей промышленного значения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 15-05-00576 и программы УрО РАН (проект № 15-18-5-24).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. (1993) Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург: Наука, 80 с.
- Грабежев А.И. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S изотопно-геохимическая характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества. *Литосфера*, (6), 66–89.
- Грабежев А.И. (2012) Ренионные медно-порфировые рудно-магматические системы Урала: геологическое положение, изотопно-петрогеохимическая и возрастная латеральная зональность. *Литосфера*, (4), 190–207.
- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 199 с.
- Грабежев А.И., Воронина Л.К. (2012) Сера в апатите из пород медно-порфировых систем Урала. *Ежегодник-2011*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 159. 68–70.
- Грабежев А.И., Коровко А.В., Азовскова О.Б., Прибавкин С.В. (2015) Потенциально промышленная Алапаевско-Суходолжская медно-порфировая зона (Средний Урал). *Литосфера*, (3), 79–92.
- Грабежев А.И., Ронкин Ю.Л., Пучков В.Н., Коровко А.В., Гердес А., Азовскова О.Б., Прибавкин С.В. (2014) Алапаевско-Суходолжская медно-порфировая зона (Средний Урал): U-Pb возраст продуктивного магматизма. *Докл. АН*, **459**(4), 450–453.
- Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н. и др. (2016) Отчет о результатах работ по объекту “ГДП-200 Листа О-41-XX (Алапаевская площадь)” за 2014–

- 2016 гг. Книга 1. Екатеринбург: ОАО УГЭС. 306 с.
- Контарь Е.С., Либарова Л.Е. (1997) Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: "Урал-геолком", 233 с.
- Коровко А.В., Пуртов В.А., Бурнатная Л.Н. и др. (2004) Отчет по поисковым работам по оценке промышленной значимости Каменско-Сафьяновской меднорудной зоны Восточно-Уральского прогиба. Книга 1. Верх. Пышма: ОАО Среднеуральская ГРЭ. 210 с.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. (1979) Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 132 с.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щекина Т.И., Калинин Г.М. (2012) Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов. *Вестник ОНЗ РАН*, 4, NZ9001, doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. (1986) Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 236 с.
- Кузовков Г.Н., Пуртов В.А., Бурнатный С.М. и др. (1992) Геологический отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Алапаевской площади и общим поискам каменного угля и меди в Алапаевском и Артемовском районах Свердловской области, проведенных в 1986-1992 гг. Верх. Пышма.
- Кутолин В.А. (1972) Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 208 с.
- Лутц Б.Г. (1980) Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 246 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328-335.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. (1975) Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 288 с.
- Фёдорова И.Б., Григорьева Г.Г., Компанец С.Н. (1971) Условия размещения медно-порфирового оруденения на Урале. *Геология медно-порфировых месторождений*. Алма-Ата: ИГН Каз. АН, 12-14.
- Юшкин Н.П., Павлов Л.Г. (1983) Изоморфный ряд галенит-клаусталит: первая находка промежуточных членов на Новой Земле. *Тр. Коми филиала АН СССР*. Мин. сб. № 1, Сыктывкар, 38-44.
- Anderson J.L., Smith D.R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Mineral.* **80**(5-6), 549-559.
- Behrens H., Gaillard F. (2006) Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior. *Elements*, (2), 275-280.
- Blundy J., Cashman K. (2001) Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980-1986. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**(6), 631-650.
- Blundy J., Holland T.J. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**(2), 208-224.
- Carroll M.R., Rutherford M.J. (1985) Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *J. Geophys. Res.* **90**, 601-612.
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**, 471-485.
- Féménias O., Mercier Jcc., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Mineral.*, **91**, 73-81.
- Hammarstrom J.M., Mihalasky M.J., Ludington S. et al. (2016) Undiscovered porphyry copper resources in the Urals – A probabilistic mineral resource assessment. *Ore Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.007>
- Hammarstrom J.M., Zen E.A. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, **71**(11-12), 1297-1313.
- Holland T.J., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**(4), 433-447.
- Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987) Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineral.*, **72**(3-4), 231-239.
- Holtz F., Johannes W. (1994) Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, **32**(1-2), 149-159.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**(9), 837-841.
- Klemm D.D. (1965) Synthesen und analysen in den dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS₂-CoS₂-NiS₂. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, **103**, 205-255.
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **164**(2), 317-339.
- Larocque J., Canil D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **159**(4), 475-492.
- Lindsley D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Mineral.*, **68**(5-6), 477-493.
- Nagashima S., Katsura T. (1973) The solubility of sulfur in Na₂O-SiO₂ melts under various oxygen partial pressures at 1100 °C, 1250 °C and 1300 °C. *Bul. Chem. Soc. Japan*, **46**, 3099-3103.
- O'Connor J.T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *Geol. Surv. Res.: U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, 79-84.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Mineral.*, **82**(11-12), 1210-1224.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace P.J. (2013) Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt% water on average? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **364**, 168-179.
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S. et al. (2016) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Putirka K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Mineral.*, **101**(4), 841-858.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline mag-

mas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **160**(1), 45-66.

Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**(2-3), 304-310.

Streckeisen A., Le Maitre R.W. (1979) A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jahrb. Mineral. Abt.* **136**, 169-206.

Vikre P.G. (1985) Precious metal vein system in the National District, Humboldt County, Nevada. *Econ. Geol.*, **80**, 360-393.

REFERENCES

Anderson J.L., Smith D.R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *Amer. Miner.* **80**(5-6), 549-559.

Behrens H., Gaillard F. (2006) Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior. *Elements*, (2), 275-280.

Blundy J., Cashman K. (2001) Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986. *Contrib. Miner. Petrol.*, **140**(6), 631-650.

Blundy J., Holland T.J. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, **104**(2), 208-224.

Bochkarev V.V., Surin T.N. (1993) *Vulkanogennyye formatsii i geodinamicheskoe razvitiye Uchalino-Aleksandrin-skoy i Rezhevskoy zon Urala* [The Volcanic formation and geodynamic development of the Uchalino-Alexandrina and Rezhevskaya regions of the Urals]. Ekaterinburg, Nauka Publ., 80 p. (In Russian)

Carroll M.R., Rutherford M.J. (1985) Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *J. Geophys. Res.*, **90**, 601-612.

Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**, 471-485. doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG. (In Russian)

Fedorova I.B., Grigor'eva G.G., Kompaneets S.I. (1973) Conditions for placing copper-porphyry mineralization in the Urals. *Geologiya medno-porfirovyykh mestorozhdeniy* [Geology of copper-porphyry deposits]. Alma-Ata: IGN Kaz. Akad. Nauk, 12-14.

Féménias O., Mercier Jcc., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M., Demaiffe D. (2006) Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Miner.*, **91**, 73-81.

Fershtater G.B. (1987) *Petrologiya glavnykh intruzivnykh asociatsii* [Petrology of the main intrusive associations]. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russian)

Fershtater G.B. (1990) An empirical plagioclase-hornblende barometer. *Geokhimiya*, (3), 328-335. (In Russian)

Fershtater G.B., Borodina N.S. (1975) *Petrologiya magmaticheskikh granitoidov (na primere Urala)* [Petrology of magmatic granitoids (on the example of the Urals)]. Moscow, Nauka Publ., 288 p. (In Russian)

Grabezhev A.I. (2009) Sr-Nd-C-O-H-S isotope-geochemical description of the Southern Urals porphyry-copper fluid-magmatic systems: Probable sources of matter. *Litosfera*, (6), 66-89. (In Russian)

Grabezhev A.I. (2012) Rhenium-bearing Uralian porphyry-copper systems: geological position, isotope-petrogeo-

chemical and spatial-timing lateral zoning. *Litosfera*, (4), 190-207. (In Russian)

Grabezhev A.I., Belgorodskij E.A. (1992) *Produktivnyye granitoidy i metasomatity medno-porfirovyykh mestorozhdeniy* [Productive granitoids and metasomatites of copper-porphyry deposits]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 199 p. (In Russian)

Grabezhev A.I., Korovko A.V., Azovskova O.B., Pribavkin S.V. (2015) Potentially commercial Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone (the Middle Urals). *Litosfera*, (3), 79-92. (In Russian)

Grabezhev A.I., Ronkin Yu.L., Puchkov V.N., Korovko A.V., Gerdes A., Azovskova O.B., Pribavkin S.V. (2014) The Alapaevsk-Sukhoi Log porphyry copper zone, the Middle Urals: U-Pb age of productive magmatism. *Dokl. Akad. Nauk*, **459**(4), 450-453. (In Russian)

Grabezhev A.I., Voronina L.K. (2012) The sulfur in apatite from the rocks of porphyry copper systems of the Urals. *Ezhгодnik-2011*. Trudy IGG UrO RAN. V. 160, 68-70. (In Russian)

Hammarstrom J.M., Mihalasky M.J., Ludington S. et al. (2016) Undiscovered porphyry copper resources in the Urals – A probabilistic mineral resource assessment. *Ore Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.007>

Hammarstrom J.M., Zen E.A. (1986) Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Miner.*, **71**(11-12), 1297-1313.

Holland T.J., Blundy J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Miner. Petrol.*, **116**(4), 433-447.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. (1987) Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Miner.*, **72**(3-4), 231-239.

Holtz F., Johannes W. (1994) Maximum and minimum water contents of granitic melts: implications for chemical and physical properties of ascending magmas. *Lithos*, **32**(1-2), 149-159.

Johnson M.C., Rutherford M.J. (1989) Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**(9), 837-841.

Jushkin N.P., Pavlov L.G. (1983) Isomorphic row galena-clausthalite: the first record of the intermediate member in the Novaya Zemlya. *Tr. Komi filiala AN SSSR. Miner. sbornik. № 1*. Syktyvkar, 38-44. (In Russian)

Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Kharitonov I.N. et al. (2016) Otchet o rezul'tatakh rabot po ob'ektu "GDP-200 lista O-41-XX (Alapaevskaya ploshchad)" za 2014–2016 gg. [A report on the results of work on the project "GDP-200 sheet O-41-XX (Alapaevsk area)" for 2014-2016] B. 1. Ekaterinburg, OAO UGSE, Publ. 1, 306 p. (In Russian)

Klemm D. D. (1965) Synthesen und analysen in den dreiecksdiagrammen FeAsS–CoAsS–NiAsS und FeS₂–CoS₂–NiS₂. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, **103**, 205-255.

Kontar' E.S., Libarova L.E. (1997) *Metallogeniya medi, tsinka, svintsa na Urale* [Metallogeny of copper, zinc, lead in the Urals]. Ekaterinburg, "Uralgeolkom" Publ., 233 p. (In Russian)

Koroteev V.A., Dianova T.V., Kabanova L.Ya. (1979) Srednepaleozoyskiy vulkanizm vostochnoy zony Urala [Middle-Paleozoic Volcanism of the East Zone of the Middle

- Urals]. Moscow, Nauka Publ., 132 p. (In Russian)
- Korovko A.V., Purtov V.A., Burnatnaja L.N. et al. (2004) *Otchet po poiskovym rabotam po ocenke promyshlennoj znachimosti Kamensko-Saf'janovskoj mednorudnoj zony Vostochno-Ural'skogo progiba* [Report on the prospecting to assess the significance of the industrial Kamensk-Saf'yanovka copper ore zone of the East-Ural Trough]. B.I. Verkhnyaya Pyshma, OAO SU GRE, 210 p. (In Russian, unpublished)
- Kotel'nikov A.R., Suk N.I., Kotel'nikova Z.A., Shchekina T.I., Kalinin G.M. (2012) Mineral geothermometers for low temperature paragenesis. *Vestnik ONZ RAN*. (4), NZ9001,
- Krawczynski M.J., Grove T.L., Behrens H. (2012) Amphibole stability in primitive arc magmas: effects of temperature, H₂O content, and oxygen fugacity. *Contrib. Miner. Petrol.*, **164**(2), 317-339.
- Krivtsov A.I., Migachev I.F., Popov V.S. (1986) *Mednoporfirovyje mestorozhdeniya mira* [Copper-porphyry deposits of the world]. Moscow, Nauka Publ., 236 p. (In Russian)
- Kutolin V.A. (1972) *Problemy petrokhimii i petrologii bazal'tov* [The problems of petrochemistry and petrology of basalts]. Novosibirsk, Nauka Publ., 208 p.
- Kuzovkov G.N., Purtov V.A., Burnatnyi S.M. et al. (1992) *Geologicheskii otchet o geologicheskom doizuchenii masshtaba 1:50 000 Alapaevskoy plosshchadi i obshchim poiskam kamennogo uglya i medi v Alapaevskom i Artemovskom rayonakh Sverdlovskoy oblasti, provedennykh v 1986-1992 gg* [The Geological report on additional exploration geological scale 1:50 000 Alapaevsk area and a common search for coal and copper in Alapaevsk and Artem areas of the Sverdlovsk region, conducted in 1986-1992]. Verkhnyaya Pyshma (In Russian, unpublished)
- Larocque J., Canil D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. *Contrib. Miner. Petrol.*, **159**(4), 475-492.
- Lindsley D.H. (1983) Pyroxene thermometry. *Amer. Miner.*, **68**(5-6), 477-493.
- Luts B.G. (1980) *Geokhimiya okeanicheskogo i kontinental'nogo magmatizma* [Geochemistry of oceanic and continental magmatism]. Moscow, Nedra Publ., 246 p. (In Russian)
- O'Connor J.T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *Geol. Surv. Res.: U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, 79-84.
- Peng G., Luhr J.F., McGee J.J. (1997) Factors controlling sulfur concentrations in volcanic apatite. *Amer. Miner.*, **82**(11-12), 1210-1224.
- Plank T., Kelley K.A., Zimmer M.M., Hauri E.H., Wallace P.J. (2013) Why do mafic arc magmas contain ~ 4 wt% water on average? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **364**, 168-179.
- Plotinskaya O.Y., Grabezhev A.I., Tessalina S. et al. (2016) Porphyry deposits of the Urals: Geological framework and metallogeny. *Ore Geol. Rev.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.002>
- Putirka K. (2016) Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *Amer. Miner.*, **101**(4), 841-858.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contrib. Miner. Petrol.*, **160**(1), 45-66.
- Schmidt M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, **110**(2-3), 304-310.
- Streckeisen A., Le Maitre R.W. (1979) A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jahrb. Miner. Abt.*, **136**, 169-206.
- Vikre P.G. (1985) Precious metal vein system in the National District, Humboldt County, Nevada. *Econ. Geol.*, **80**, 360-93.

УДК 553.08:553.2:550.84.094

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО И ЕГО ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВЯЗИ В РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ АВЗЯНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. С. В. Мичурин¹, А. А. Шарипова¹, М. Т. Крупенин², Д. А. Замятин²,
А. М. Мусина¹, В. А. Попов³

¹Институт геологии УНЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: s_michurin@mail.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

³Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, 450001, г. Уфа, ул. С. Халтурина, 39

Поступила в редакцию 27.03.2017 г.; принята к печати 31.05.2017 г.

В Авзянском рудном районе сульфиды из золото-кварцевых малосульфидных рудопоявлений (Улюк-Бар, Кургашлинское) характеризуются более высокой концентрацией As, Co, Ni, Cu, Pb по сравнению с сульфидами из осадочных отложений вне рудоносных зон. Золото связано с As и иногда с S и Co. Золотоносные сульфиды встречаются преимущественно в песчаниках, в которых они образовались в результате замещения ранних “безрудных” пиритовых генераций арсенопиритом и его ассоциацией с мышьяковистым пиритом при движении флюидов ($T = 250\text{--}450^\circ\text{C}$) по зонам разломов. Этот процесс отражается в зональном распределении мышьяковистого пирита и содержания As в породах. Доля пирита с проводимостью р-типа увеличивается с глубиной, а зоны развития и высокого содержания As в породах контролируются разрывными нарушениями. В золото-сульфидных (Богряшка) и золото-сульфидно-кварцевых (Горный Прииск) рудопоявлениях отмечается сильная положительная корреляция золота с S, Cu, Co, Pb, Ni, Zn. Связь Au с As проявлена не четко. Пириты из рудопоявления Богряшка отличаются высокой концентрацией Sb, из рудопоявления Восточно-Акташское – Co и V. Золото из месторождения Горный Прииск и рудопоявления Богряшка характеризуется повышенным значением отношения Au/Ag (>21) и примесью Bi (0.4–1.2 мас. %). В золоте рудопоявлений Улюк-Бар и Восточно-Акташское Au/Ag отношение составляет 5–8. Самородное золото рудопоявлений Улюк-Бар и Богряшка ассоциирует с ураноториевыми минералами.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, рифей, золото, мышьяк, сульфиды, мышьяковистый пирит

SULFIDE MINERALIZATION, NATIVE GOLD AND ITS GEOCHEMICAL CONNECTIONS IN THE RIPHEAN DEPOSITS OF THE AVZYAN ORE-BEARING REGION (THE SOUTHERN URALS)

Sergei V. Michurin¹, Aisylu A. Sharipova¹, Mikhail T. Krupenin², Dmitrii A. Zamyatin²,
Alsu M. Musina¹, Vladimir A. Popov³

¹Institute of Geology Ufa Science Centre RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa, 450077, Russia, e-mail: s_michurin@mail.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 16 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia

³Institute of Metal Superplasticity Problems RAS, 39 S. Khalturin st., Ufa, 450001, Russia

Received 27.03.2017; accepted 31.05.2017

In the Avzyan ore-bearing region the sulfides from the low-sulfide gold-quartz deposits (Ulyuk-Bar, Kurgashly) are characterized by higher concentrations of As, Co, Ni, Cu, Pb in comparison with sulfides from sediments outside of ore-bearing zones. The gold is associated with As and sometimes – with S and Co. Gold-bearing sulfides are situated mostly in sandstones, where they were formed as a result of replacement of early formed ore-free pyrites by arsenopyrite and its association with arsenic pyrite during fluid movement ($T = 250\text{--}450^\circ\text{C}$, $P = 26\text{--}360$ bar) through fault zones. This process is fixed in the zonal distribution of arsenic pyrite and in varying behavior of total As in rocks. The proportion of p-type conduction pyrite increases with the depth, and zones of its development and high content of As in rocks are controlled by faults. The strong positive correlation of Au with S, Cu, Co, Pb, Ni, Zn is marked at the gold-sulfide (Bogryashka) and gold-sulfide-quartz (Gorny Priisk) occurrences. The connection of Au with As is not clear. At the Bogryashka occurrence pyrites are characterized by high concentrations of Sb, at the Vostochno-Aktashskoe occurrence – by Co and V. The gold in the Gorny Priisk ore deposit and in the Bogryashka occurrence is characterized by high ratio Au/Ag (>21) and impurity of Bi (0.4–1.2 wt %). The ratio Au/Ag is 5–8 in the gold from the Ulyuk-Bar and the Vostochno-Aktashskoe occurrences. Native gold in the Ulyuk-Bar and the Bogryashka occurrences is associated with uranium-thorium minerals.

Для цитирования: Мичурин С.В., Шарипова А.А., Крупенин М.Т., Замятин Д.А., Мусина А.М., Попов В.А. (2018) Сульфидная минерализация, самородное золото и его геохимические связи в рифейских отложениях Авзянского рудного района (Южный Урал). *Литосфера*, 18(1), 61–81. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-061-081

For citation: Michurin S.V., Sharipova A.A., Krupenin M.T., Zamyatin D.A., Musina A.M., Popov V.A. (2018) Sulfide mineralization, native gold and its geochemical connections in the Riphean deposits of the Avzyan ore-bearing region (the Southern Urals). *Litosfera*, 18(1), 61–81. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-061-081

Keywords: Bashkirian meganticlinorium, Riphean, gold, sulfides, arsenic pyrite

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to N.V. Cherednichenko and N.V. Adamovich for the performance of analyzes using the ICP-MS method.

The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research, grant No. 16-35-00144.

ВВЕДЕНИЕ

Рудопроявления золота в рифейских отложениях южной части Башкирского мегантиклинория (БМА) относятся к золотокварцевому малосульфидному, золото-сульфидно-кварцевому и золотосульфидному типам. Здесь выделяют Исмакаевскую, Горноприискую и Акташскую золоторудные зоны, которые обычно рассматривают в составе Авзянского рудного района (рис. 1). Минералогические и геохимические особенности золота, кварца и сульфидной минерализации из рудопроявлений с разной степенью детальности рассмотрены во многих работах [Нечаев, 1982; Ковалев и др., 1999; Рыкус, Сначев, 1999; Ковалев, Высоцкий, 2001; Кобзарева, 2007; Мичурин и др., 2009; Шарипова, Мичурин, 2011; Шарипова и др., 2017]. В настоящей статье обобщаются результаты предыдущих исследований и приводятся новые данные по морфологии, составу золота и сопутствующих ему сульфидов, а также исследуются его геохимические связи в целях выявления элементов-спутников оруденения. Изучение рудной минерализации может помочь при решении вопросов источников рудного вещества, которые до сих пор дискутируются. Одни авторы предполагают экстракцию золота из вмещающих отложений в процессе метаморфизма [Рыкус, Сначев, 1999; Сазонов и др., 1999; Кобзарева, 2007], другие считают, что изотопно-геохимические особенности золотоносной минерализации указывают на привнос Au металлоносными флюидами мантийного генезиса [Ковалев и др., 1999; Ковалев, Высоцкий, 2001; Мичурин и др., 2009; Шарипова, Мичурин, 2015]. Вместе с тем определение элементов-спутников Au

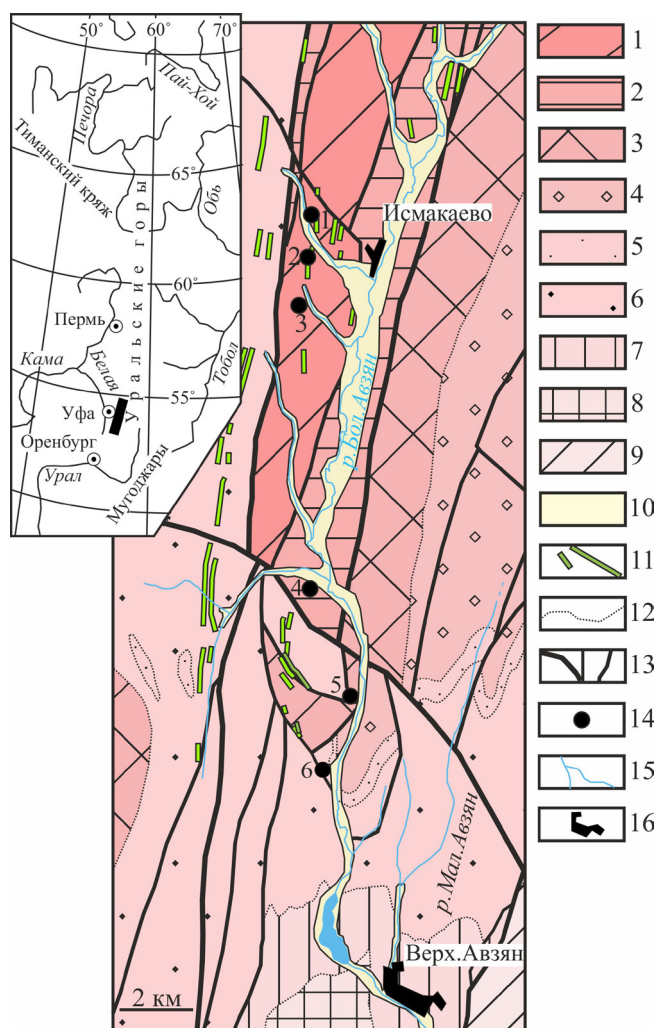


Рис. 1. Геологическая схема южной части Башкирского мегантиклинория [Ларионов, 2003] и положение рудопроявлений золота Исмакаевской и Горноприисковой рудных зон.

1–9 – свиты рифея (1 – большеинзерская, 2 – суранская, 3 – юшинская, 4 – машакская, 5 – зигальгинская, 6 – зигазино-комаровская, 7 – авзянская, 8 – зильмердакская, 9 – миньярская); 10 – четвертичные отложения; 11 – дайки интрузивных пород; 12 – стратигра-

фидному, золото-сульфидно-кварцевому и золотосульфидному типам. Здесь выделяют Исмакаевскую, Горноприискую и Акташскую золоторудные зоны, которые обычно рассматривают в составе Авзянского рудного района (рис. 1). Минералогические и геохимические особенности золота, кварца и сульфидной минерализации из рудопроявлений с разной степенью детальности рассмотрены во многих работах [Нечаев, 1982; Ковалев и др., 1999; Рыкус, Сначев, 1999; Ковалев, Высоцкий, 2001; Кобзарева, 2007; Мичурин и др., 2009; Шарипова, Мичурин, 2011; Шарипова и др., 2017]. В настоящей статье обобщаются результаты предыдущих исследований и приводятся новые данные по морфологии, составу золота и сопутствующих ему сульфидов, а также исследуются его геохимические связи в целях выявления элементов-спутников оруденения. Изучение рудной минерализации может помочь при решении вопросов источников рудного вещества, которые до сих пор дискутируются. Одни авторы предполагают экстракцию золота из вмещающих отложений в процессе метаморфизма [Рыкус, Сначев, 1999; Сазонов и др., 1999; Кобзарева, 2007], другие считают, что изотопно-геохимические особенности золотоносной минерализации указывают на привнос Au металлоносными флюидами мантийного генезиса [Ковалев и др., 1999; Ковалев, Высоцкий, 2001; Мичурин и др., 2009; Шарипова, Мичурин, 2015]. Вместе с тем определение элементов-спутников Au

фические границы; 13 – тектонические нарушения; 14 – рудопроявления золота Исмакаевской (1 – Кургашлинское, 2 – Улюк-Бар, 3 – Рамеева жила) и Горноприисковой (4 – Богряшка, 5 – Калашникова жила, 6 – Горный Прииск) рудных зон; 15 – реки; 16 – населенные пункты.

Fig. 1. Geological scheme for the southern part of the Bashkir meganticlinorium according [Larionov, 2003] and position of the gold mineralization occurrences in Ismakayev and Gorny Priisk ore zones.

1–9 – Riphean formations (1 – Bolshoi Inzer, 2 – Suran, 3 – Yusha, 4 – Mashak, 5 – Zigalga, 6 – Zigazino-Komarovo, 7 – Avzyan, 8 – Zilmerdak, 9 – Minyar); 10 – quaternary deposits; 11 – dikes; 12 – stratigraphic boundaries; 13 – faults; 14 – gold mineralization occurrences in the Ismakayev (1 – Kurgashlya, 2 – Ulyuk-Bar, 3 – Rameev Vein) and Gorny Priisk (4 – Bogryashka, 5 – Kalashnikov Vein, 6 – Gorny Priisk) ore zones; 15 – rivers; 16 – settlements.

имеет практическое значение и дает дополнительную информацию для выявления перспективных золоторудных участков.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Детальные поисковые работы на золото в Авзянском рудном районе проводились в 1970–1980 гг. Западно-Башкирской экспедицией Башкирского геологического управления [Потехин и др., 1977] и Северо-Восточной экспедицией производственного объединения “Башкиргеология” [Чернов, Нечаев, 1980; Чернов и др., 1982]. Геологическое строение рудопроявлений приводится по их материалам.

Исмакаевская рудная зона включает три рудопроявления золота малосульфидного золото-кварцевого типа: Рамеева жила, Улюк-Бар и Кургашилинское, расположенные в 1.5 км западнее д. Ис-

макаево и протягивающиеся с юга на север вблизи регионального Караташского разлома (см. рис. 1). По геологическому строению рудопроявления сходны. Наиболее изученным из них является рудопроявление Улюк-Бар, локализованное в присводовой части Айгирской антиклинали и сложенное сильно дислоцированными сланцево-алевролитовыми породами и песчаниками (RF₁bin). Золото приурочено к пологозалегающим кварцевым жилам лестничного типа мощностью 0.1–2.0 м, сосредоточенным в крутопадающей на восток зоне шириной 30–70 м (рис. 2а), прослеженной на глубину до 250 м и с поверхности в субмеридиональном направлении на 300 м. Содержание золота в кварцевых жилах составляет в среднем 2.9–5.2 г/т.

Горноприискская рудная зона включает месторождение Горный Прииск и рудопроявления Калашникова жила и Богряшка, расположенные в 6–10 км севернее пос. В. Авзян между двумя реги-

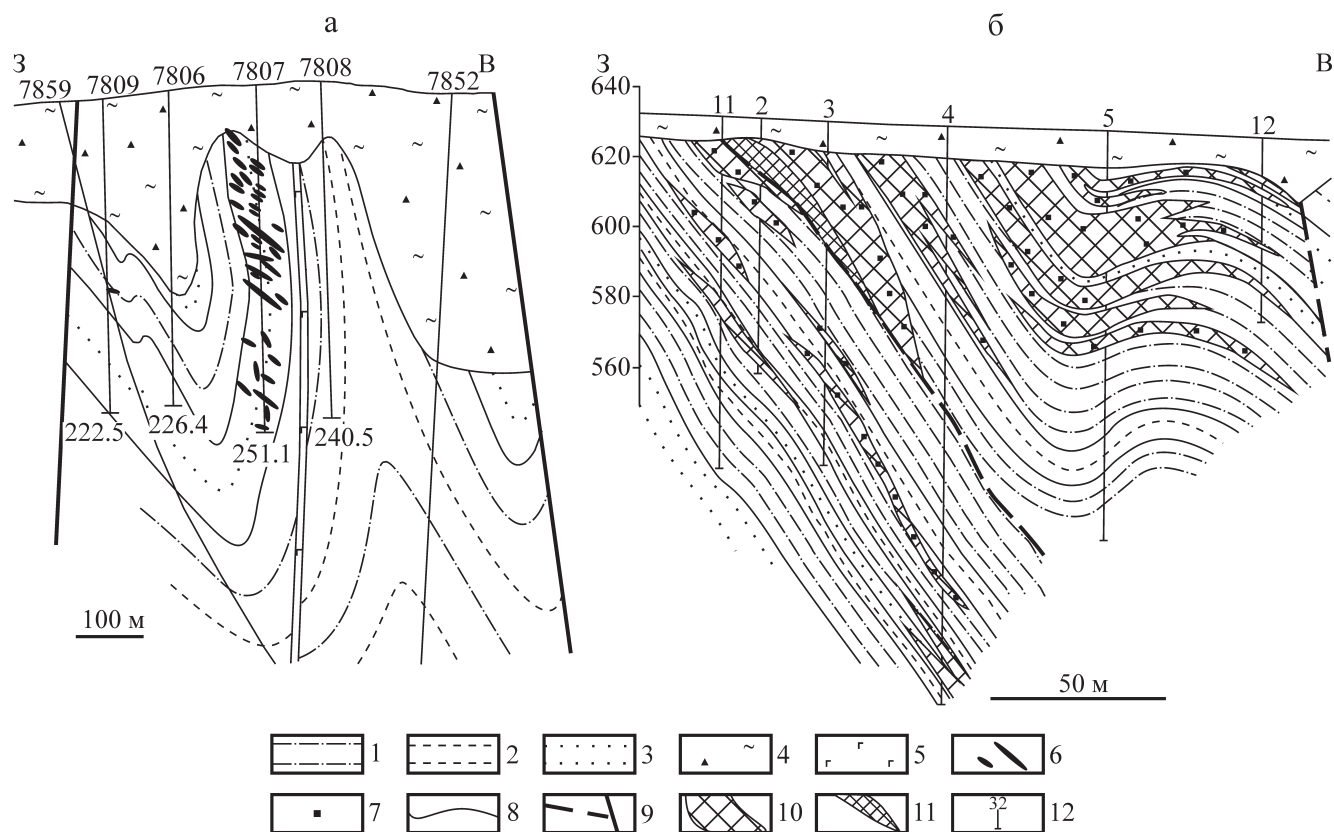


Рис. 2. Геологические разрезы рудопроявления Улюк-Бар (а) и месторождения Горный Прииск (б) (по материалам Западно-Башкирской и Северо-Восточной экспедиций).

1 – сланцы; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – кора выветривания; 5 – долериты; 6 – кварцевые жилы; 7 – вкрапленность пирита; 8 – литологические контакты; 9 – тектонические нарушения; 10, 11 – зоны с различным содержанием золота в породах (10 – от 0.5 до 4.0 г/т, 11 – более 4.0 г/т); 12 – скважины.

Fig. 2. Geological sections of the Ulyuk-Bar mineralizations (a) and the Gorny Priisk deposit (b) (on the materials of West Bashkirian and North Eastern expeditions).

1 – shales; 2 – siltstones; 3 – sandstones; 4 – weathering crust; 5 – dolerites; 6 – quartz veins; 7 – impregnation of pyrites; 8 – lithologic boundaries; 9 – faults; 10, 11 – zones with different gold content in the rocks (10 – from 0.5 to 4.0 ppm, 11 – more than 4.0 ppm); 12 – boreholes.

ональными разрывными структурами – Караташским и Большеавзянским разломами (см. рис. 1). В структурном отношении они приурочены к присводовой части Большеавзянской антиклинали. Породы, слагающие рудное поле, интенсивно дислоцированы. Вмещающими породами месторождения Горный Прииск (рис. 2б) являются сланцы и алевролиты с отдельными прослоями песчаников (RF_2zk). Рудоносные кварцевые жилы северо-восточного и северо-западного простирания оперяют субширотные разломы. Золото встречается также в сульфидизированных сланцах. Его содержание резко кустовое, от десятых долей до 30 г/т.

Рудопроявление Богряшка (см. рис. 1) представляет собой зону метасоматически преобразованных доломитов (RF_{1sr}) с золотосодержащей сульфидной минерализацией. Штокообразные тела метасоматитов встречаются на пересечении разрывных нарушений субширотного и северо-западного простирания. Рудные метасоматиты представлены железистыми магнетитами (брейнеритами), в которых содержание Au в среднем составляет 0.2–0.8 г/т, достигая в отдельных пробах, по нашим данным [Шарипова и др., 2017], 2.6 г/т. Связано оно с эпигенетичными по отношению к магнетитам сульфидами [Крупенин и др., 2016; Шарипова и др., 2017].

Акташская рудная зона расположена в ≈ 20 км южнее пос. В. Авзян. Включает рудопроявления Западно- и Восточно-Акташское. Главный структурный элемент рудного поля – крупная антиклинальная складка, восточное крыло которой пересечено Караташским разломом, интродуцированным дайками габбро-долеритов [Рыкус, Сначев, 1999]. Восточно-Акташское рудопроявление локализуется вдоль контактов дайки габбро-диоритов (?), которая приурочена к крутопадающему разрывному нарушению в известняках (RF_3kt). В рудопроявлении выявлены три генерации кварца: маломощные кварцевые и анкерит-кварцевые прожилки (кварц-1 и 2) и лестничные жилы молочно-белого кварца мощностью до 1.5 м (кварц-3) [Бобохов и др., 1993]. Содержание золота в кварцевых прожилках обычно составляет не более 1 г/т и лишь в отдельных пробах достигает десятков граммов на тонну [Рыкус, Сначев, 1999].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав золота определяли на сканирующем электронном микроскопе CamScan-4 с энергодисперсионной приставкой AN 10 000 в АО ВНИИХТ (г. Москва, аналитик Д.И. Кринов). Ускоряющее напряжение составляло от 10 до 25 кВ. Спектр измерялся от 1.4 до 20.0 кэВ. Кроме того, определение элементного состава золота и регистрацию изображений в обратно рассеянных электронах (BSE-изображение) выполняли на электронно-зондовом микроанализаторе Cameca SX100, оснащенный пятью волно-

выми спектрометрами в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Измерения осуществляли при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе 40 нА. Пределы обнаружения элементов принимают значения в диапазоне от 0.03 до 0.60 мас. %.

Атомно-абсорбционный анализ (ААС) выполнен на спектрофотометре Спектр-5 в ИГ УНЦ РАН (г. Уфа, аналитик Н.Г. Христофорова). Au и Ag определяли с экстракционным концентрированием дифинилтиомочевинной в пробах навеской 10 г. Предел обнаружения при измерении Au составлял 0.010 мкг/мл, Ag – 0.001, Co, Ni, Zn, Pb, Cr – 1.000 мкг/мл.

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) проводили на спектрометре VRA-30 в ИГ УНЦ РАН (г. Уфа) с использованием рентгеновской трубки с Rh-анодом (30–40 кВ, 30 мА). Предел обнаружения при измерении SiO_2 , Al_2O_3 составлял 0.100 мас. %, TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO, CaO, K_2O , P_2O_5 , $S_{общ}$ – 0.010, MgO – 0.200, As, Pb – 0.001 мас. %.

Определение петрогенных и редких элементов в породах и сульфидах проводили методами ICP-AES на спектрометре ICPAE-9000 в ЦКД КМТНХ Института нефтехимпереработки (г. Уфа) и ICP-MS на ELAN-9000 в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики Н.В. Чередниченко и Н.В. Адамович). Монофракции сульфидов разлагались по методике, описанной в работе М.Т. Крупенина с соавторами [2013].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав сульфидов и золота

Основная часть сульфидных минералов рудопроявления Улюк-Бар развита в зальбандах кварцевых жил и вблизи них во вмещающих породах. Преобладают пирит и арсенопирит. Галенит и сфалерит иногда образуют мелкие выделения в зернах арсенопирита, реже – пирита. Сфалерит дает сростки с халькопиритом. Отмечается сравнительно широкое развитие герсдорфита [Мичурин и др., 2009]. В микроэлементном составе пирита (монофракции отбирали под бинокулярным микроскопом) отмечается высокая концентрация As, Co, Ni, Pb и некоторых других элементов (табл. 1, 2). Отношение Co/Ni в пирите составляет в среднем 1.2.

Золото выделяется в самородной форме в пирите и арсенопирите, часто на контакте их зерен (рис. 3а, б). Оно образует бесформенные, изометричные, удлиненные и прожилковидные выделения размером до 0.1 мм. Иногда золото в арсенопирите ассоциирует с галенитом. Наблюдаются также его сростания с халькопиритом. В отдельных случаях отмечаются обособления золота в песчаниках, но обязательно в присутствии сульфидов (см. рис. 3а). В составе золота установлены примеси Fe (0.0–2.8 мас. %), As (0.0–1.6), Te (0.00–0.46),

Таблица 1. Содержание редких элементов в сульфидах Ирмакаевской рудной зоны и сульфидах из осадочных пород вне площади рудопроявлений по данным ICP-MS, г/т

Table 1. The content of trace elements in the sulphides of the Ismakayevo ore zone and in sulphides from sedimentary rocks outside the area of ore occurrences according to the ICP-MS, ppm

Элемент	M-210	M-213	A-12385	A-12416	A-12417	A-12687	A-13109
Ti	29.4	102.4	4.6	32.1	29.1	35.5	<ПО
V	0.2	1.8	0.4	3.1	1.5	2.2	0.5
Cr	0.7	6.1	3.5	6.2	2.6	8.2	1.5
Mn	5.7	18.9	1.6	106.8	142.9	9.3	5.5
Co	137.7	274.5	498.6	259.3	372.6	179.2	68.9
Ni	88.0	87.0	408.9	473.9	294.4	81.1	104.8
Cu	241.8	23.4	100.5	57.4	60.1	<ПО	11.4
Zn	4.4	6.2	9.2	78.9	9.7	28.9	1.5
Ga	0.3	0.5	1.0	1.2	0.6	0.8	0.2
Ge	0.7	0.6	1.2	0.6	0.5	0.6	0.7
As	97.5	6.8	701.1	285.2	286.4	166.8	—
Se	5.3	3.8	8.7	4.5	5.6	3.8	5.6
Mo	0.8	0.1	1.5	1.5	0.3	0.4	0.9
Ag	0.7	0.4	0.8	2.7	2.7	0.8	1.5
Cd	<ПО	0.05	0.02	0.17	0.09	0.02	<ПО
Sn	0.04	0.03	<ПО	0.08	0.02	<ПО	0.06
Sb	13.4	0.7	11.8	7.5	5.4	15.5	172.4
Te	0.8	1.6	0.5	1.0	0.8	0.3	0.8
Ta	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
W	0.12	0.16	<ПО	0.21	0.14	0.13	0.09
Tl	0.02	0.03	0.20	0.41	0.08	0.12	<ПО
Pb	161.4	33.6	190.9	281.7	341.9	157.9	166.6
Bi	3.7	2.8	4.2	9.5	7.1	3.0	7.2
Th	1.1	1.8	3.5	9.8	1.8	3.6	1.9
U	0.6	0.5	2.2	4.7	1.0	1.0	<ПО
ΣL_{REE}	31.7	5.7	186.1	145.9	56.5	73.4	25.1
ΣH_{REE}	1.4	1.1	7.8	8.3	4.5	3.7	1.3
Co/Ni	1.6	3.2	1.2	0.5	1.3	2.2	0.7
Th/U	1.8	3.7	1.6	2.1	1.8	3.5	4.6
$\Sigma L_{REE} / \Sigma H_{REE}$	23.4	5.3	23.9	17.5	12.4	19.9	19.3
Pb/Bi	1.8	0.4	0.5	0.6	1.2	1.9	1.6
Pb/Bi	43.7	12.0	45.2	29.5	48.3	53.0	23.1
Y/Ho	27.9	26.0	29.4	24.4	25.6	25.1	28.4
$\Sigma_{As + Co + Ni + Cu + Zn + Pb}$	730.8	431.5	1909.2	1436.3	1365.1	614.0	—

Примечание. M-210, M-213 – пириты из терригенно-карбонатных пород стратотипического разреза большеинзерской свиты на правом берегу р. Бол. Инзер в 3 км ниже р. Суран; A-12385–A-12417 – пириты из аргиллитов и алевролитов рудопроявления Улюк-Бар, скв. № 7804 (гл. 80.0, 137.5, 145.0 м); A-12687 – пирит из алевролита рудопроявления Кургашлинское, скв. № 7814 (гл. 128.0 м); A-13109 – арсенипирит из песчаника рудопроявления Улюк-Бар, скв. № 7854 (гл. 479.5 м). Здесь и в остальных таблицах: $\Sigma L_{REE} / \Sigma H_{REE}$ – отношение суммы легких REE к сумме тяжелых; <ПО – содержание элемента ниже предела обнаружения. Прочерк – нет данных.

Note. M-210, M-213 – pyrites from terrigenous-carbonate rocks of the stratotypic section of the Bolshoi Inzer formation on the right bank of the river. Bol. Inzer at 3 km below the river Suran; A-12385–A-12417 – pyrites from mudstone and siltstone ore occurrences Ulyuk-Bar, borehole no. 7804 (depth 80.0, 137.5, 145.0 m); A-12687 – pyrite from siltstone ore occurrences Kurgashli, borehole no. 7814 (depth 128.0 m); A-13109 – arsenopyrite from the sandstone ore occurrences Ulyuk-Bar, borehole no. 7854 (depth 479.5 m). Here and in the following tables: $\Sigma L_{REE} / \Sigma H_{REE}$ – the ratio of the sum of light REE to the sum of heavy REE; <ПО – the content of the element below the detection limit. Dash – no data.

S (0.11–1.03 мас. %) (табл. 3). Изредка в нем фиксируется незначительное содержание Ni, Co, Se – до 0.1–0.2 мас. %. Содержание Ag составляет от 11.27 до 16.96 мас. % при отношении Au/Ag от 5 до 8. Cu и Zn не обнаружены.

Среди сульфидов рудопроявления Богряшка преобладает пирит в виде мелкокристаллических сфероидальных агрегатов зонального строения.

Пирит подразделяется на несколько генераций, образованных в несколько стадий. В химическом составе золотоносного пирита, как правило, отмечается значительная примесь As, и он характеризуется близким к метеоритному стандарту значениями $\delta^{34}S$ [Шарипова и др., 2017]. Он возникал на заключительных этапах и “накладывался” на “безрудные” пириты, присутствовавшие в осадочных по-

Таблица 2. Содержание редких элементов в сульфидах рудопроявления Улюк-Бар по данным ICP-AES, г/т**Table 2.** The content of trace elements in the sulfides of the Ulyuk-Bar mineralization according to the ICP-AES, ppm

Элемент	A-12414	A-12972	A-12974	A-13002	A-13054	A-13121
Ti	<ПО	47.8	75.1	<ПО	<ПО	<ПО
Cr	<ПО	7.6	7.6	7.0	16.8	14.0
Mn	5.5	11.4	40.8	19.4	22.2	34.6
Co	415.7	318.3	327.8	409.9	98.0	74.3
Ni	491.1	182.4	262.6	307.4	262.0	115.4
Cu	10.0	116.9	62.8	92.6	823.5	361.0
Zn	19.8	52.8	43.7	60.2	22.0	19.3
Ge	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
As	89.7	<ПО	<ПО	42.3	232.1	31.3
Mo	<ПО	0.1	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
Te	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
W	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
Pb	155.6	334.1	234.1	76.9	180.3	107.6
Co/Ni	0.8	1.7	1.2	1.3	0.4	0.6
Pb/Ni	0.3	1.8	0.9	0.3	0.7	0.9
Σ*	1181.9	1004.4	930.9	989.5	1617.8	708.9

Примечание. A-12414 – пирит из аргиллита, скв. № 7804 (гл. 53.5 м); A-12972, A-12974 – пириты из алевролита и аргиллита, скв. № 7860 (гл. 125.0, 178.0 м); A-13002 – пирит из аргиллита, скв. № 7855 (гл. 372.0 м); A-13054 – сульфидный концентрат (пирит + арсенопирит) из песчаника, скв. № 7852 (гл. 582.1 м); A-13121 – пирротин из алевролита, скв. № 7854 (гл. 702.0 м); Σ* – сумма As + Co + Ni + Cu + Zn + Pb.

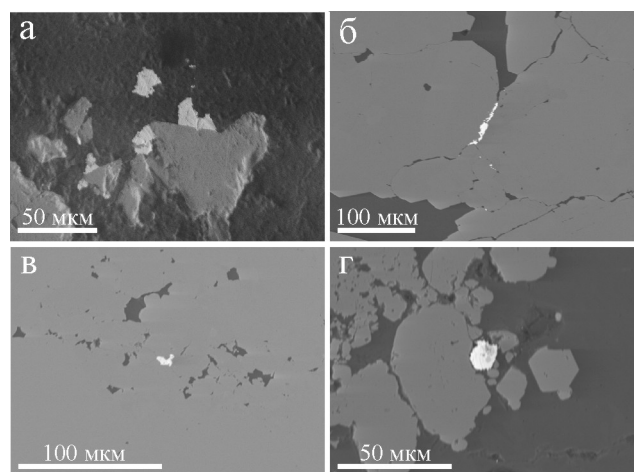
Note. A-12414 – pyrite from argillite, borehole № 7804 (depth 53.5 m); A-12972, A-12974 – pyrites from siltstone and argillite, borehole no. 7860 (depth 125.0, 178.0 m); A-13002 – pyrite from argillite, borehole no. 7855 (depth 372.0 m); A-13054 – sulphide concentrate (pyrite + arsenopyrite) from sandstone, borehole no. 7852 (depth 582.1 m); A-13121 – pyrrhotite from siltstone, borehole no. 7854 (depth 702.0 m); Σ* – sum As + Co + Ni + Cu + Zn + Pb.

Таблица 3. Состав золота рудопроявлений Улюк-Бар и Богряшка, мас. %**Table 3.** The composition of gold from occurrences Ulyuk-Bar and Bogryashka, wt %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Au	88.26	88.35	86.45	86.23	86.52	86.22	80.19	79.93	76.98	93.81	94.62
Ag	11.31	11.27	12.55	13.02	12.45	12.95	16.96	16.79	14.66	4.10	3.08
S	0.16	0.11	0.25	0.28	0.58	0.41	<ПО	<ПО	1.03	0.13	0.13
Fe	<ПО	0.13	<ПО	<ПО	<ПО	0.19	0.21	0.46	2.80	1.42	2.38
Co	<ПО	<ПО	0.06	<ПО	0.14	0.07	<ПО	<ПО	<ПО	–	–
Ni	<ПО	<ПО	0.23	<ПО	0.06	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	–	–
Cu	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.08	0.05
As	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.10	0.18	0.31	1.60	0.07	0.06
Te	0.23	0.12	0.36	0.46	0.22	<ПО	–	–	–	<ПО	0.05
Hg	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.08	0.04
Bi	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.51	0.46

Примечание. Анализы 1–9 выполнены на CamScan-4, 10, 11 – на Cameca SX-100. 1–6 – золото из коры выветривания; 7–9 – золото из песчаника с пирит-арсенопиритовой минерализацией, A-13064, скв. № 7852, гл. 673.0 м (см. рис. 3а); 10, 11 – золото на границе пиритовых зерен в брейнерите, A-12347, скв. № 35, гл. 204.5–204.6 м (см. рис. 3б–в).

Note. Analyzes 1–9 are performed on CamScan-4, 10, 11 – on Cameca SX-100. 1–6 – gold from the weathering crust; 7–9 – gold from sandstone with pyrite-arsenopyrite mineralization, A-13064, borehole no. 7852, depth 673.0 m (see Fig. 3a); 10, 11 – gold on the boundary of pyrite grains in breunnerite, A-12347, borehole no. 35, depth 204.5–204.6 m (see Fig. 3б–в).

**Рис. 3.** Самородное золото, ураноторит и твердый раствор (Sn, Pb, Bi) в пиритах из рудопроявлений Улюк-Бар и Богряшка на BSE-изображениях.

а – Au в песчанике на контакте с арсенопиритом, A-13064, скв. № 7852, гл. 673.0 м; б – Au в пирите, A-12347, скв. № 35, гл. 204.5–204.6 м; в – ураноторит в пирите, A-12347; г – твердый раствор (Sn, Pb, Bi) в пирите, A-12346a, скв. № 35, гл. 189.5 м.

Fig. 3. Native gold, uranotorite and (Sn, Pb, Bi) solid solution in pyrites of the Ulyuk-Bar and Bogryashka mineralizations on BSE-images.

а – Au in sandstone in boundary with arsenopyrite, A-13064, borehole no. 7852, depth 673.0 m; б – Au in pyrite, A-12347, borehole no. 35, depth 204.5–204.6 m; в – uranotorite in pyrite, A-12347; г – (Sn, Pb, Bi) solid solution in pyrite, A-12346a, borehole no. 35, depth 189.5 m.

родах. Арсенопирит встречается реже. Халькопирит помимо микровключений в пирите формирует самостоятельные выделения размером до 0.2 мм

Таблица 4. Содержание редких элементов в сульфидах Горноприискской рудной зоны и Восточно-Акташского рудопроявления по данным ICP-MS, г/т

Table 4. The content of trace elements in the sulphides of the Gorny Priisk ore zone and East Aktash mineralization according to the ICP-MS, g/t

Элемент	A-12452a	23/14	23/30	165/7	A-12346в	A-12351	Ак-7п	Ак-12п
Ti	1.8	17.7	7.7	9.2	0.1	24.3	3837.0	4796.0
V	0.2	0.1	<ПО	1.7	<ПО	0.4	42.5	45.1
Cr	0.2	0.7	0.5	0.6	0.1	3.5	< ПО	< ПО
Mn	3.7	9.6	9.7	3.1	44.8	126.3	80.8	51.0
Co	91.6	26.5	22.7	37.9	48.4	111.2	574.0	502.0
Ni	371.0	89.1	20.8	31.4	211.8	317.4	211.6	176.4
Cu	97.8	—	—	—	161.3	30.7	448.7	175.9
Zn	17.0	11.0	9.0	15.0	13.1	11.8	25.7	84.1
Ga	0.3	0.1	0.1	0.03	0.2	0.2	2.4	2.5
Ge	0.9	<ПО	<ПО	<ПО	0.9	0.6	—	—
As	75.9	58.7	11.4	32.4	140.7	1108.0	2.9	2.7
Se	5.2	6.4	6.6	6.2	2.0	2.1	14.9	14.7
Mo	2.2	0.1	0.1	0.2	0.4	26.4	1.5	1.3
Ag	2.7	7.9	8.0	7.8	1.3	1.2	2.5	2.3
Cd	0.01	0.23	0.21	0.37	0.10	<ПО	< ПО	< ПО
Sn	0.05	0.20	0.28	0.23	0.02	0.01	0.88	0.89
Sb	14.9	2.1	1.4	1.0	57.1	59.1	1.1	1.2
Te	0.5	0.6	0.6	0.6	<ПО	<ПО	1.4	1.5
Ta	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.5	0.6
W	0.01	0.13	0.12	0.08	<ПО	0.14	2.06	2.22
Tl	1.98	<ПО	<ПО	<ПО	14.74	41.14	0.18	0.15
Pb	197.0	21.2	17.2	18.5	47.8	60.6	18.9	16.7
Bi	1.3	0.4	0.8	0.4	4.0	5.3	7.0	6.9
Th	1.6	0.4	0.2	0.1	0.02	1.1	1.7	1.8
U	0.2	0.2	0.1	0.2	<ПО	1.1	0.7	0.6
ΣL_{REE}	47.4	5.7	5.6	0.6	0.1	2.8	57.7	61.2
ΣH_{REE}	2.4	0.5	0.3	0.0	0.0	1.2	5.8	6.2
Co/Ni	0.2	0.3	1.1	1.2	0.2	0.4	2.7	2.8
Th/U	7.7	1.8	3.7	0.3	—	1.0	2.5	3.0
$\Sigma L_{REE}/\Sigma H_{REE}$	19.8	12.4	17.6	—	—	2.2	9.9	9.9
Pb/Ni	0.5	0.2	0.8	0.6	0.2	0.2	0.1	0.1
Pb/Bi	155.9	59.4	21.4	43.3	11.9	11.5	2.7	2.4
Y/Ho	20.1	27.1	19.7	—	—	29.5	25.8	24.6
$\Sigma_{As+Co+Ni+Cu+Zn+Pb}$	850.3	—	—	—	623.1	1639.7	1281.8	957.8

Примечание. А-12452а – пирит из углеродисто-глинистого сланца месторождения Горный Прииск, скв. № 7612 (гл. 111.0 м); 23/14, 23/30, 165/7 – халькопириты из месторождения Горный Прииск, скв. № 23 (гл. 14.0, 30.0 м); скв. № 165 (гл. 7.0 м); А-12346в, А-12351 – пириты из брейнеритов рудопроявления Богряшка, скв. № 35 (гл. 197.5, 226.2 м); Ак-7п, Ак-12п – пириты из габбро-диоритов, Главный шурф Восточно-Акташского рудопроявления.

Note. A-12452a – pyrite from the carbonaceous-shale slate of the Gorny Priisk deposit, borehole no. 7612 (depth 111.0 m); 23/14, 23/30, 165/7 – chalcopyrites from the Gorny Priisk deposit, borehole no. 23 (depth 14.0, 30.0 m); Borehole no. 165 (depth 7.0 m); A-12346в, A-12351 – pyrites from the breunnerites of the Bogryashka mineralization, borehole no. 35 (depth 197.5, 226.2 m); Ak-7p, Ak-12p – pyrites from gabbro-diorites, Main pit of the East Aktash mineralization.

в матрице породы. В пиритах установлена относительно высокая концентрация Sb до 59.1 г/т и Tl до 41.1 г/т (табл. 4). Золото выделяется на границе зерен пирита в виде мелких бесформенных (см. рис. 3б) и иногда четко ограненных обособлений размером 3–10 мкм. В составе золота (см. табл. 3) установлено относительно небольшое содержание Ag (3.08–4.10 мас. %), Fe (1.42–2.38) и Bi (0.46–0.51 мас. %). Отношение Au/Ag составляет 23–31. Ряд других элементов (S, As, Cu, Te, Hg) отмечается на уровне 0.10 мас. %, а Zn, Pd,

Cd, Sn, Sb, Pt и Pb не обнаружены. При микронзондовом анализе в этих же образцах установлены два микровключения ураноторита размером 15–20 мкм (рис. 3в) с содержанием главных элементов, мас. %: Th – 51.19–57.27, U – 8.77–15.86, Pb – 0.13–1.04, Si – 6.46–8.30, а также включение металлического твердого раствора (Sn, Pb, Bi) такого же размера (рис. 3г).

Слабо золотоносный пирит (содержание Au составляет 0.2–0.5 г/т по данным ICP-MS) из габбро-диоритов Восточно-Акташского рудопроявления от-

Таблица 5. Содержание золота, редких элементов (г/т) и серы (мас. %) в породах Исмакаевской рудной зоны по данным ААС, РФА и ICP-AES**Table 5.** The content of gold, trace elements (g/t) and sulfur (wt %) in Ismakaev ore zone rocks according to AAS, RFA and ICP-AES

№ обр.	Порода, глубина, м	Au	Ag	S _{общ}	As	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr
<i>Рудопоявление Улюк-Бар</i>											
M-461	P + qc, 75.65	<ПО	<ПО	—	—	13.00	9.50	1.80	3.50	16.40	37.90
M-462	P + qc, 80.50	<ПО	<ПО	0.04	9.90	8.30	15.40	5.70	3.00	16.20	22.10
M-468	P, 87.50	0.25	0.05	0.28	3302.50	21.90	4.50	4.00	8.50	12.80	30.30
M-491	Q, 105.85	<ПО	<ПО	0.02	327.60	15.00	4.00	3.80	0.00	4.40	46.20
M-489	Q, 106.25	<ПО	<ПО	<ПО	8.40	14.90	5.50	2.70	7.00	11.80	35.90
M-487	P + qc, 111.20	0.10	<ПО	0.02	55.20	10.60	6.40	5.80	6.00	9.90	34.90
M-484	P, 115.30	1.16	0.14	0.95	7461.60	28.40	10.10	5.50	10.10	13.50	39.90
M-480	P + qc, 124.90	0.23	<ПО	0.03	57.00	8.80	5.00	6.10	<ПО	11.00	21.10
M-492	P + qc, 187.50	0.35	0.56	0.04	10.90	284.00	3.30	30.60	0.70	10.20	20.00
A-12417	Ar; 137.50	<ПО	0.29	2.07	30.00	62.30	59.80	42.50	47.00	60.10	41.10
A-12419	Ar; 156.00	<ПО	<ПО	0.41	27.20	56.60	49.90	13.80	16.10	40.80	39.30
A-12421	Al + Ar; 239.70	0.14	0.17	0.01	28.20	8.70	62.60	0.00	16.60	25.50	57.60
A-13031	Al + qc; 236.60	<ПО	<ПО	0.40	10.70	31.70	64.50	23.40	18.40	34.50	42.50
A-13036	Al; 393.00	<ПО	<ПО	0.21	13.20	13.80	57.40	1.30	7.60	19.50	57.60
A-13045	Al + qc; 441.40	<ПО	0.05	0.46	15.90	38.30	36.80	3.40	10.50	20.70	31.40
A-13050	P; 514.00	<ПО	0.28	0.57	573.60	19.10	17.40	65.90	13.60	19.80	39.40
A-13062	P + q; 667.70	<ПО	0.02	0.22	11195.40	18.50	13.30	2.80	6.00	18.90	55.40
A-13064	P + q; 673.00	0.40	0.13	—	—	55.20	10.00	<ПО	17.50	48.40	124.20
A-13102	Al + c; 373.80	<ПО	0.05	0.09	10619.00	18.80	16.40	2.80	7.80	13.00	48.90
A-13109	P; 479.50	<ПО	0.75	0.14	9219.80	21.60	16.30	10.00	15.80	14.30	37.70
A-13119	Ar; 613.00	<ПО	0.13	0.32	24.70	81.00	64.50	16.00	23.30	49.30	68.20
A-12974	Al + Ar; 178.00	<ПО	0.10	0.76	16.80	22.30	65.10	43.00	31.40	56.00	55.20
A-12976	P; 201.00	<ПО	0.02	<ПО	20.80	11.00	20.40	1.20	14.50	8.30	26.70
<i>Рудопоявление Кургашилинское</i>											
M-508	S + c, 98.60	<ПО	<ПО	0.21	11.10	18.20	36.70	4.00	3.30	35.40	45.90
M-503	S + c, 167.60	<ПО	<ПО	0.09	10.10	18.00	10.00	3.40	<ПО	12.90	7.10
M-501	S + c, 197.65	<ПО	<ПО	0.25	12.70	13.60	34.70	9.80	9.30	28.20	36.20
M-496	S + c, 201.45	<ПО	0.12	1.26	77.70	133.50	74.30	14.10	24.70	103.40	55.80
M-529	S + c, 37.05	<ПО	0.05	0.64	11.90	127.00	46.90	11.40	25.80	68.60	33.10
M-527	S + c, 43.35	0.17	<ПО	0.40	8.700	44.90	52.80	8.60	6.40	44.90	40.30
<i>Рудопоявление Рамеева жили</i>											
M-521	S + c, 99.55	0.24	0.13	0.41	14.30	43.00	30.50	6.60	3.50	39.50	56.70
M-518	S + c, 122.00	<ПО	0.35	0.16	13.10	26.20	36.70	37.00	6.50	45.30	33.60
M-510	S + c, 166.70	<ПО	0.80	4.79	70.50	194.70	73.70	189.50	106.70	115.70	53.00

Примечание. P – песчаник; Q – жильный кварц; Al – алевролит; Ar – аргиллит; S – сланец; q, c и qc – кварцевые, карбонатные и кварц-карбонатные прожилки в породе. M-461–M-492 – скв. № 18; A-12417–A-12421 – скв. № 7808; A-13031–A-13064 – скв. № 7852; A-13102–A-13119 – скв. № 7854; A-12974, A-12976 – скв. № 7860; M-496–M-508 – скв. № 26; M-527, M-529 – скв. № 31; M-510–M-521 – скв. № 21.

Note. P – sandstone; Q – veined quartz; Al – siltstone; Ar – argillite; S – shale; q, c и qc – quartz, carbonate and quartz-carbonate veins in the rock. M-461–M-492 – borehole no. 18; A-12417–A-12421 – borehole no. 7808; A-13031–A-13064 – borehole no. 7852; A-13102–A-13119 – borehole no. 7854; A-12974, A-12976 – borehole no. 7860; M-496–M-508 – borehole no. 26; M-527, M-529 – borehole no. 31; M-510–M-521 – borehole no. 21.

личается большой концентрацией Ti (до 4796.0 г/т), Co (до 574.0) и V (до 45.1 г/т) (см. табл. 4).

Геохимические связи золота

В пределах площади рудопоявления Улюк-Бар (скв. № 18, n=9) по результатам РФА (As, Pb, S_{общ}) и ААС (Au, Ag, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Cr) самые высокие коэффициенты корреляции Au отмечаются

только с S (0.95) и As (0.90) (табл. 5). Невысокая положительная связь устанавливается с Co (0.49). С остальными элементами (Ag, Cu, Zn, Ni, Pb, Cr) золото не обнаруживает значимой связи. Ag имеет наибольшие коэффициенты корреляции с Cu (0.98) и Pb (0.96).

Анализ корреляционных связей золота с редкими элементами по данным метода ICP-AES для образцов из скв. № 18 показывает его высокую по-

Таблица 6. Содержание золота, редких элементов (г/т) и серы (мас. %) в породах Горноприискской и Акташской рудных зон по данным ААС, РФА и ICP-AES

Table 6. The content of gold, trace elements (g/t) and sulfur (wt %) in Gorny Priisk and Aktash ore zone rocks according to AAS, RFA and ICP-AES

№ Обр.	Порода, глубина, м	Au	Ag	S _{общ}	As	Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Cr
<i>Месторождение Горный Прииск</i>											
M-641	Q, карьер	<ПО	<ПО	0.03	754.10	21.00	6.60	4.80	1.00	5.90	39.60
M-643	Q, карьер	<ПО	<ПО	0.03	244.70	19.30	4.40	3.30	6.50	8.20	59.90
A-12446	S, 52.0	<ПО	0.05	0.17	24.80	40.40	19.20	5.40	13.00	23.50	73.70
A-12451	S, 89.6	4.06	1.88	5.11	13.20	144.10	37.90	17.20	113.20	131.80	17.50
A-12452	S, 111.0	<ПО	0.21	—	—	36.00	33.10	—	16.50	48.00	22.60
<i>Рудопроявление Богряшка</i>											
A-12342	B + D, 47.0	<ПО	<ПО	0.69	33.00	<ПО	22.00	8.00	55.00	15.00	—
A-12341	B + q, 68.0	<ПО	<ПО	1.36	14.00	<ПО	14.00	19.00	40.00	14.00	—
A-12344	B + D, 74.0	0.11	0.36	0.27	2153.00	<ПО	23.00	21.00	55.00	21.00	—
A-12345	B + D, 84.5	0.17	0.40	0.68	46.00	<ПО	20.00	16.00	38.00	21.00	—
A-12346a	B + D, 189.5	2.60	1.57	13.01	336.00	43.0	21.00	6.00	91.00	33.00	—
A-12350	B + q, 193.5	<ПО	0.27	0.31	29.00	<ПО	33.00	26.00	17.00	18.00	—
A-12346	B + D, 197.5	1.00	2.02	9.95	21.00	43.0	22.00	3.00	54.00	68.00	10.00
A-12349	B + D, 211.0	0.16	<ПО	0.17	<ПО	<ПО	16.00	6.00	46.00	14.00	—
A-12352	B + D + q, 250.0	<ПО	<ПО	0.13	11.00	<ПО	27.00	126.00	63.00	16.00	—
A-13478	D + q, 88.5	<ПО	0.13	0.17	10.00	<ПО	26.00	60.00	<ПО	10.00	—
A-13479	B, 94.0	<ПО	0.08	0.17	17.00	<ПО	13.00	22.00	4.00	14.00	—
<i>Рудопроявление Восточно-Акташское</i>											
AK-7	G, дайка	<ПО	0.09	0.83	10.90	82.60	61.80	10.70	39.00	29.00	20.40
AK-9	G, дайка	<ПО	0.10	0.39	11.70	30.90	155.40	5.60	38.00	30.60	13.50
AK-12	G + qc, дайка	<ПО	0.07	0.32	13.20	47.20	65.50	6.30	22.80	19.30	10.40
AK-13	Q + c, шурф	<ПО	<ПО	0.08	17.40	9.00	12.50	3.40	2.30	10.50	16.80
AK-21	Q + c, шурф	<ПО	<ПО	<ПО	39.20	45.30	12.80	2.00	2.80	16.20	51.70
B-9261	G, дайка	0.44	0.34	0.02	34.40	50.70	103.10	6.80	52.40	18.20	12.00
B-9262	Q, жила	<ПО	0.07	<ПО	34.20	7.90	11.20	6.50	4.50	7.50	6.50
B-9264	Q, жила	<ПО	<ПО	<ПО	15.60	17.10	2.00	3.80	5.00	13.30	56.80
B-9265	C, вмещающие	0.15	0.04	<ПО	13.80	2.20	21.40	9.50	3.00	7.00	10.40
B-9266	C, вмещающие	0.17	0.07	<ПО	15.90	4.40	29.90	10.00	4.00	9.30	19.50

Примечание. В – брейнерит, D – доломит, G – габбро-диорит. Остальные обозначения, как в табл. 5. A-12441–A-12452 – скв. № 7612; A-12341–A-12352 – скв. № 35; A-13478, A-13479 – скв. № 33.

Note. B – breunnerite, D – dolomite, G – gabbro-diorite; the rest of the notation, as in the table 5. A-12441–A-12452 – borehole no. 7612; A-12341–A-12352 – borehole no. 35; A-13478, A-13479 – borehole no. 33.

ложительную связь с Co (0.94), B (0.87), Ba (0.77), V (0.68), Ti (0.67) и низкую – с Zr (0.60), Sc (0.58), U (0.56), Ni (0.54), Fe (0.54), Ce (0.54), P (0.53), Zn (0.49), Mn (0.39).

В то же время по результатам анализа методами РФА, ААС и ICP-AES всей выборки проб (n = 32), с учетом других скважин Исмакаевской рудной зоны, не обнаруживается связь золота ни с одним из элементов, за исключением незначимых коэффициентов корреляции с Mn (0.43), U (0.40), As (0.30) и W (0.24). Отметим, что W обнаружен на уровне 0.2–0.4 г/т в 4 пробах из рудопроявления Улюк-Бар.

Проведенный нами корреляционный анализ результатов спектрального полуколичественного метода (Be, P, Sc, V, Cr, Mn, Co, Cu, Zn, Ge, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, La, W, Tl, Pb, Bi) и пробирного анализа (Au и Ag) по 180 керновым пробам из основной рудоносной скважины № 7807 ру-

допроявления Улюк-Бар показал незначительную связь Au только с As (0.40) и Ag (0.32). С другими элементами, в том числе Cu, Zn, Pb и W, золото имеет почти нулевые коэффициенты корреляции.

При анализе небольшого количества проб кварца и сульфидизированных сланцев месторождения Горный Прииск методами ААС и РФА установлена сильная положительная связь Au с S_{общ}, халько- и сидерофильными элементами Ag, Cu, Co, Pb, Ni с коэффициентами корреляции от 0.95 до 1.00 (табл. 6). Слабее выражена его положительная корреляция с Zn (0.65). С As и Cr связь не выявлена. По результатам ICP-AES высокие коэффициенты корреляции Au установлены с некоторыми петрогенными элементами – P (0.99), Ca (0.96), Mg (0.81), Fe (0.70), Mn (0.59) и редкими – Cu (0.99), Co (0.98), Sr (0.96), Ni (0.94), Pb (0.94), Y (0.89), Th (0.87), Li (0.86), Zn (0.75), Yb (0.74), Hf (0.69), Sn (0.65), Ta

(0.58). В двух пробах (сланце и образце кварцевой жилы) обнаружен W в количестве 0.1–0.2 г/т.

Анализ рудных метасоматитов рудопроявления Богряшка методами ААС и РФА (см. табл. 6) показывает сильную положительную связь Au с S (0.94), халькофильными элементами Cu (0.89), Ag (0.80) и в меньшей степени с сидерофильными элементами Co (0.66), Ni (0.56). При этом с As, Zn, Pb и Cr связь не установлена. Данные изучения магнезиально-железистых метасоматитов рудопроявления методом ICP-MS [Крупенин и др., 2016] не обнаруживают в них каких-либо аномальных содержаний, за исключением единичных случаев высокой концентрации As (1508.0 г/т), Sb (15.8) и Pb (до 22.0 г/т). Корреляционный анализ между микроэлементным и минералогическим составами метасоматитов показывает, что с кварцем и мусковитом связаны Li, Be, Ti, V, Ga, Ge, Rb, Zr, Nb, La, Ce, Pr, Hf, U, Cs; с пиритом – Cr, Co, Cu, Ni, Zn, Se, Mo, Ag, Cd, Sn, W, Tl, Pb, Bi, Th, Sb, Ba; с магнетитом и доломитом – Be, Mn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y и тяжелые лантаноиды [Крупенин и др., 2016]. U и Th ведут себя по-разному, первый связан с кварцем, а второй – с пиритом, с которым ассоциирует ураноторит (см. рис. 3в). При этом содержание Th в изученных пробах относительно низкое (до 2.8 г/т) и устанавливается его существенная корреляция с легкими лантаноидами (0.83–0.86). Изучение проб микрозондовым анализом показало, что помимо ураноторита они содержат акцессорную вкрапленность монацита. Анализ связи содержания Au с содержанием микроэлементов в метасоматитах на основе данных метода ICP-MS подтверждает положительную корреляцию золота практически с теми же элементами, которые связаны с пиритом. Однако наибольшие коэффициенты корреляции золото имеет с Sb (0.90), Bi (0.79), Cu (0.78), Ni (0.78), Pb (0.77), Ag (0.74), Co (0.68), Ba (0.63) и совсем не обнаруживает связи или имеет очень низкие коэффициенты корреляции с As, Mo, Sn, W, Tl, Th, U.

Анализ данных по рудопроявлению Восточно-Акташское методами ААС и РФА (см. табл. 6) показывает наличие сильной положительной связи Au только с Ag (0.82). Из других элементов крайне слабая связь фиксируется с Co (0.42) и As (0.37), отсутствие корреляции Au – с S, Cu, Zn, Pb, Ni, Cr. Вместе с тем по данным ICP-AES наибольшие корреляционные связи золота устанавливаются с Mn (0.60) и Th (0.58).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Микроэлементный состав пирита

Согласно исследованиям А.Э. Китаенко [Типоморфизм..., 1989], в пиритах различного генезиса распределение элементов-примесей закономерно изменяется. Осадочно-диагенетический пирит,

как правило, характеризуется очень низким содержанием всех элементов и их минимальным суммарным количеством, которое не превышает 600 г/т; отношение Co/Ni в нем обычно составляет не более 0.7. Пирит гидротермального генезиса имеет высокое содержание халькофильных элементов Cu, Pb, Zn, As (в сумме до 2000 г/т и больше) и среднее – сидерофильных Co, Ni (до 500 г/т и больше) при Co/Ni = 1.5. Невысокое отношение Co/Ni, не превышающее ≈0.1, в пирите осадочно-диагенетического происхождения подтверждается исследованиями современных океанических осадков [Kohn et al., 1998]. Такое же отношение кобальта к никелю характерно и для раннедиагенетических пиритовых конкреций из осадочных отложений мела и девона Русской платформы [Бугельский и др., 2003].

По данным, приведенным в работах [Коробейников и др., 1993; Юргенсон, 2003], пириты из месторождений золоторудных формаций характеризуются высоким содержанием Au (>n г/т), Ag (>5), As (>900) и Zn (>1000 г/т). В мышьяковистом пирите золоторудных месторождений может содержаться до 10 мас. % As [Reich et al., 2005; Замятина и др., 2014; Волков, Сидоров, 2016], для него характерны примеси Sb, Hg, Ni, Co, Cu, Tl, Ag, Zn, Se и Te. Величина отношения Co/Ni в пиритах довольно изменчива, что может проявляться даже в пределах одного месторождения, однако в ряду золотокварцевые–золото-сульфидно-кварцевые–золото-кварцево-сульфидные месторождения в целом данное отношение увеличивается с 0.8 до 2.9 [Юргенсон, 2003].

При выявлении источников рудообразующих флюидов используются данные по распределению редкоземельных элементов (REE) и различным соотношениям редких элементов Hf/Sm, Nb/La, Th/La, Th/U, Y/No в пиритах, арсенопиритах и вмещающих породах [Бугельский и др., 2003; Kun et al., 2014]. Редкоземельные элементы в геологических процессах при низких температурах отличаются невысокой активностью. В пирите они связаны главным образом с флюидными включениями и не могут входить в его кристаллическую структуру, поскольку их ионные радиусы ($REE^{3+} = 0.0977–0.116$ нм) превышают размер Fe^{2+} (0.078 нм) [Guangzhou et al., 2009]. Составы REE в сульфидах наследуют в целом состав флюида, в котором устойчивость лантаноидов определяется хлоридными комплексами [Римская-Корсакова, Дубинин, 2003].

Положительная корреляция золота с серой, халько- и сидерофильными элементами в рудопроявлениях золота Исмакаевской и Горноприисковой зон указывает на его связь с сульфидной минерализацией. В этом случае важно проанализировать микроэлементный состав “рудных” и “безрудных” сульфидов с целью определить их отличительные особенности.

Анализ показывает, что в сульфидах из рудопроявлений золота Исмакаевской рудной зоны и в “безрудных” сульфидах за пределами зоны при одинаковом наборе микроэлементов различие фиксируется только в их количестве – в “рудных” сульфидах по сравнению с “безрудными” их содержание в 1.5–2.5 раза больше. Главным образом это происходит за счет увеличения содержания As, Co, Ni, Cu, Pb. В пиритах Исмакаевской зоны сумма содержаний этих элементов в среднем составляет ≈ 1230 г/т, что характерно для пирита гидротермального генезиса [Типоморфизм..., 1989], тогда как в пиритах из разновозрастных пород за пределами рудной зоны – в среднем только ≈ 580 г/т (см. табл. 1, 2). На диаграмме (рис. 4), хорошо видно, что пирит из рудопроявлений Улюк-Бар и Кургашилинское по сравнению с пиритом из осадочных пород вне площади рудопроявлений в большей степени обогащен элементами, которые могут замещать железо (Co, Ni) или серу (As) в структуре пирита. “Безрудные” пириты характеризуются более низким содержанием этих элементов, и их фигуративные точки на диаграмме занимают обособленное поле, тяготеющее к началу координат.

В то же время анализ отношений Co/Ni, Th/U и Y/No, которые часто используются в качестве генетических геохимических модулей для пирита и арсенопирита, показывает, что они в пиритах из рудопроявлений золота и пиритах из пород стратотипического разреза большеинзерской свиты за пределами рудной зоны практически одинаковы или имеют сравнимые значения (см. табл. 1, 2, 4). Отношения Co/Ni в пиритах из рудопроявлений Улюк-Бар (1.20), Восточно-Акташское (2.75) и “безрудных” пиритах (2.40) сравнимы между собой и характерны для пирита гидротермального происхождения [Типоморфизм..., 1989; Юргенсон, 2003; Kun et al., 2014]. Отношение Th/U, которое отражает окислительно-восстановительные условия [Kun et al., 2014], практически одинаково в пиритах рудопроявлений Улюк-Бар (2.30), Восточно-Акташское (2.75) и “безрудных” пиритах (2.75), характеризуюя восстановительные условия при их образовании. Отношение Y к No составляет в пиритах рудопроявления Улюк-Бар 26.1, месторождения Горный прииск – 20.1, рудопроявления Богряшка – 29.5, рудопроявления Восточно-Акташское – 25.2. В “безрудных” пиритах отношение Y/No равно 27.0. В целом такие значения свойственны метаморфическим породам [Kun et al., 2014].

Сравнимые отношения Co/Ni, Th/U и Y/No в пиритах из рудопроявлений золота и пиритах из пород безрудных участков, на наш взгляд, обусловлены тем, что пириты из стратотипического разреза большеинзерской свиты в той или иной мере подверглись гидротермальной проработке. Осадочно-диагенетические пириты иногда могут быть обогащены элементами, которые характерны для гидро-

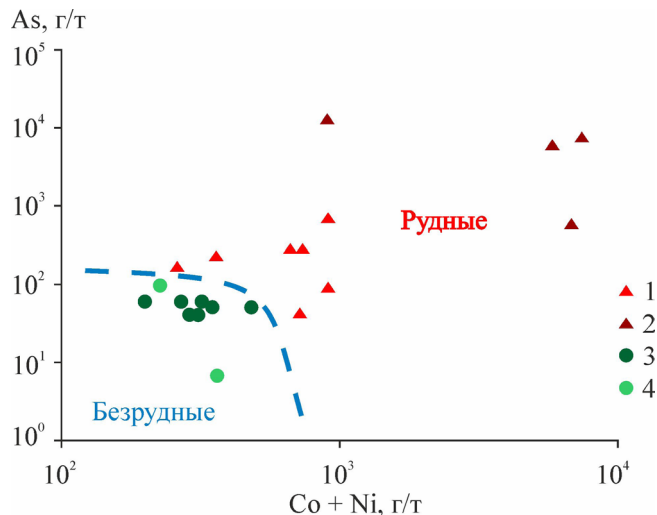


Рис. 4. Содержание Co, Ni и As в пирите Исмакаевской рудной зоны и незолотоносном пирите из осадочных пород вне площади рудопроявлений.

1, 2 – пирит из рудопроявлений Исмакаевской рудной зоны (1 – данные ICP-MS и ICP-AES, см. табл. 1, 2; 2 – данные ICP-MS по материалам И.В. Высоцкого (скв. № 18)); 3, 4 – незолотоносный пирит из пород большеинзерской свиты (3 – данные приближенно-количественного спектрального анализа [Мичурин и др., 2009]; 4 – данные ICP-MS, см. табл. 1).

Fig. 4. The content of Co, Ni and As in the pyrite of the Ismakayevo ore zone and in not gold-bearing pyrite from sedimentary rocks outside the area of ore occurrences.

1, 2 – pyrite from the occurrences of the Ismakayevo ore zone (1 – data of ICP-MS and of ICP-AES, table 1, 2; 2 – data of ICP-MS after I.V. Vysotsky (borehole no. 18)); 3, 4 – not gold-bearing pyrite from rocks Bolshoi Inzer formation (3 – data of approximate-quantitative spectral analysis [Michurin et al., 2009]; 4 – data of ICP-MS, table 1).

термального пирита (например, Co и Ni), из-за проявлений вулканизма и (или) циркуляции флюидов в осадочных толщах [Gregory et al., 2015].

В самом деле, с одной стороны, на основании анализа изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S} = 23.4\text{--}39.0\text{‰}$, $n = 7$) и ряда геохимических характеристик образования пиритов этого разреза мы связываем с эпигенетической низкотемпературной бактериальной сульфат-редукцией с источником серы из сульфатов эвапоритов, присутствовавших в нижнерифейских отложениях [Мичурин и др., 2009]. С другой стороны, по данным минералогического изучения, в породах этого обнажения обнаружены две тонкие пластинки золота размером 0.2×0.4 и 0.6×0.6 мм [Сергеева, 1982]. Согласно последней работе, среднее содержание пирита здесь составляет менее 0.1 мас. %, увеличиваясь в отдельных интервалах, по нашим данным, до 0.6–1.8 мас. %. Изучение показало, что в породах связь между содержанием сульфидов и золотом не устанавливается и сульфид-

ды здесь не являются концентратором золота [Мичурин и др., 2009]. Вместе с тем в них наблюдаются высокие значения отношения Co/Ni , **характерные** для пирита гидротермального происхождения, и отмечается относительно высокое содержание Pb (33.6–161.4 г/т, см. табл. 1). Экспериментальные исследования показывают, что Pb выступает “несовместимым” элементом для пирита, однако он хорошо адсорбируется на его поверхности [Таусон и др., 2010]. Наиболее вероятно, что Pb в пирите этого обнажения связан с включениями галенита. В 3 км северо-восточнее описываемого обнажения в суранской свите нижнего рифея БМА энергодисперсионным микроанализом мы установили включения галенита в пирите, где галенит имеет более позднее по отношению к пириту образование, которое связано с гидротермальной деятельностью в зоне разлома [Мичурин и др., 2014]. Описываемый стратотипический разрез большеинзерской свиты находится в этом же районе в зоне регионального Караташского разлома.

В связи с этим важно проанализировать поведение редкоземельных элементов в пиритах, поскольку они относительно инертны и в большей степени, чем другие микроэлементы, могут отражать условия образования и (или) преобразования пород и минералов. По общему содержанию REE “безрудные” пириты уступают пиритам из рудопроявлений золота Авзянского рудного района, за исключением рудопроявления Богряшка, где в пирите установлена самая низкая концентрация лантаноидов – 4 г/т (см. табл. 4). В пиритах из рудопроявления Улюк-Бар их содержание в среднем составляет 121.5 г/т, из месторождения Горный Прииск – 49.8, из рудопроявления Восточно-Акташское – 65.5 г/т. В пиритах из пород стратотипического разреза большеинзерской свиты содержание лантаноидов в среднем равно 20 г/т (см. табл. 1). Отметим, что такая концентрация REE характерна для пирита осадочно-диагенетического происхождения, в котором они обычно не превышают 15–20 г/т [Бугельский и др., 2003]. Вместе с тем отношение суммы легких лантаноидов к сумме тяжелых в “безрудных” пиритах составляет 14.4 и сравнимо с отношением $\Sigma L_{\text{REE}}/\Sigma H_{\text{REE}}$ в пиритах из рудопроявлений золота, в которых оно также аномально высокое: Улюк-Бар – 18.4, Горный прииск – 19.8, Восточно-Акташское – 9.9. Исключение представляет рудопроявление Богряшка, в пирите которого это отношение равно 2.2. Следует отметить, что пирит осадочно-диагенетического происхождения не характеризуется высокими значениями отношения суммы легких лантаноидов к сумме тяжелых, которые обычно не превышают 2–3 и редко достигают 5 [Бугельский и др., 2003].

Пириты, генетически связанные с определенными литологическими типами пород, как правило, схожи с ними в распределении микроэлементов.

Например, в пиритах из магнезитов Саткинского месторождения БМА отношение $\Sigma L_{\text{REE}}/\Sigma H_{\text{REE}}$ составляет 3.0, тогда как в пиритах из диабазов оно увеличивается до 6.1, отражая симбатное изменение $\Sigma L_{\text{REE}}/\Sigma H_{\text{REE}}$ во вмещающих породах [Крупенин и др., 2013]. Высокие значения отношения $\Sigma L_{\text{REE}}/\Sigma H_{\text{REE}}$ характерны для магматических пород. В интрузивных породах, развитых в пределах площади рудопроявлений Авзянского района, по нашим данным, эти отношения колеблются от 3.1 до 10.3, в среднем составляя 7.4 ($n = 13$), что гораздо ниже значений в проанализированных монофракциях пирита.

Наиболее вероятная причина аномальных отношений $\Sigma L_{\text{REE}}/\Sigma H_{\text{REE}}$ в пиритах из рудопроявлений золота Авзянского района и “безрудных” пиритах, по всей видимости, кроется в присутствии в изученных монофракциях пирита примеси минералов-концентраторов легких лантаноидов, например монацита или флоренсита, которые широко распространены в нижнерифейских породах большеинзерской и суранской свит и часто ассоциируют с сульфидами и рудными минералами [Алексеев, Тимофеева, 2008; Ковалев и др., 2009]. По данным ICP-AES в монофракциях пирита Исмакаевской рудной зоны помимо относительно высокого содержания La и Ce мы установили высокую концентрацию P до ≈ 200 г/т, который имеет самые высокие коэффициенты корреляции с Pb (0.92), Mg (0.89), Al (0.87), Ce (0.81), La (0.78), Nd (0.75), Ba (0.71). P наряду с Al, Ce, La и Nd является основным элементом в составе флоренсита из горных пород и аллювиальных отложений западного склона Южного Урала, в котором также отмечаются примеси Fe, Ca, Th, Ba, Sr, Pb и S [Алексеев, Тимофеева, 2008]. Таким образом, вполне вероятно, что редкоземельные фосфаты вносят дополнительный вклад в сумму легких лантаноидов при анализе монофракций пирита. В данном случае анализ различных соотношений редкоземельных и редких элементов (Eu- и Ce-аномалии, Nb/La, Th/La, Hf/Sm и др.), обычно используемых для диагностики особенностей условий образования минералов, в том числе сульфидов [Kun et al., 2014], теряет генетический смысл.

Из других особенностей “рудных” сульфидов следует отметить высокую концентрацию Sb и Tl в пиритах рудопроявления Богряшка (см. табл. 4), которая в 5–10 раз выше, чем в пиритах из других рудопроявлений. При этом Sb имеет самый высокий коэффициент корреляции (0.9) с Au, в то время как Tl не обнаруживает связи с золотом. Высокая концентрация этих элементов в монофракциях сульфидов рудопроявления обусловлена, по-видимому, разными причинами. Tl указывает на первично осадочную природу содержащего его пирита, поскольку марказиты и пиритовые осадочно-диагенетические конкреции по сравнению с пи-

ритом в большей степени накапливают таллий [Vaughan, Craig, 1978]. Например, в пиритовой конкреции осадочно-диагенетического происхождения из зигазино-комаровской свиты БМА мы установили очень высокую концентрацию Tl (287.2 г/т) [Крупенин и др., 2013].

Высокое содержание Sb в сульфидах рудопрооявления связано уже с другой, “рудной”, генерацией пирита – с мышьяковистым пиритом или включениями арсенопирита в пирите, поскольку вместе с высоким содержанием Sb в сульфидах отмечается также наибольшее содержание As (см. табл. 4). Отметим, что Sb часто связан с мышьяковистым пиритом и арсенопиритом на золоторудных месторождениях, где отмечается положительная корреляция As и Sb с Au [Zacharias et al., 2004; Reich et al., 2005; Волков, Сидоров, 2016].

К отличительным особенностям “рудных” пиритов относится также высокая концентрация Ti, V, Co и Cu в пиритах рудопрооявления Восточно-Акташское, являющаяся самой большой в проанализированных монофракциях сульфидов.

Состав золота и его геохимические связи

Исмакаевская рудная зона. Выявляется некоторое различие в составе золота рудопрооявления Улюк-Бар с поверхности из коры выветривания и на глубине около 660–670 м из песчаников. В золоте из глубоких горизонтов рудопрооявления установлено более высокое содержание Ag, Fe, As, S; отношение Au/Ag составляет около 5 против 7–8 в золоте с поверхности из коры выветривания (см. табл. 3). По данным С.Г. Ковалева и И.В. Высоцкого [2001], в золоте из коры выветривания рудопрооявления Улюк-Бар это отношение еще выше – 27–28. Кроме того, в составе золота обнаружены примеси Pt до 3.1 мас. %, Pd до 0.79, Rh до 0.28 мас. %, что, по мнению авторов, обусловлено привнесом Au металлоносными флюидами мантийного генезиса.

Следует отметить, что в песчаниках из этого интервала скважины (гл. 663.3 м) в тесной пространственной связи с пиритом и арсенопиритом мы обнаружили торит [Мичурин, 2011]. Минералы тория и урана также выявлены в породах большеинзерской свиты на участке, который по ряду геохимических признаков мы относим к перспективным в отношении золотого оруденения [Мичурин, 2011]. Расчет возраста по их химическому составу по методике [Bowles, 2002] дает два значения: по ураниниту – 922 ± 62 млн лет, по ториевым минералам – около 600 млн лет [Мичурин, Шарипова, 2011]. Это согласуется с данными изотопных исследований по валовым образцам пород Rb-Sr (996 ± 26 млн лет) и K-Ar (676–706 млн лет) методами и галенитам Pb-Pb методом (950 млн лет), что позволяет говорить о двух этапах формирования рудопрооявлений золота Авзянского рудного района, первый из ко-

торых происходил в связи с тектонотермальной активизацией на границе среднего и позднего рифея, а второй – около 600–700 млн лет назад [Шарипова, Мичурин, 2015].

Обращает на себя внимание, что в золоте рудопрооявления Улюк-Бар помимо As других халькофилов не обнаружено. Вместе с тем из приведенного описания сульфидной минерализации следует, что в геохимическом плане золото здесь должно иметь корреляционные связи не только с As, но и с Pb, Cu, Zn – халькофильными элементами, имеющими сродство с серой. Действительно, согласно материалам Северо-Восточной экспедиции (данные А.Л. Чернова, Л.А. Логиновой и др.), геохимические аномалии этих элементов наряду с W были отнесены к поисковым критериям и признакам золотого оруденения в Авзянском рудном районе. Однако было установлено, что рудопрооявления коренного золота Исмакаевской зоны практически не имеют ореолов Cu, Zn, Pb и сопровождаются на поверхности вторичными и первичными ореолами Ag, As и W (Улюк-Бар), As и Ag (Кургашлинское), W (Рамеева жила), и доказывалось присутствие вертикальной зональности на рудопрооявлениях Улюк-Бар и Кургашлинское, заключающейся в том, что в их верхней части фиксируются ореолы Cu и Zn, а в нижней развивается геохимический ореол Mo.

Необходимо отметить, что в целом установленный ряд элементов-спутников на малосульфидных золотокварцевых рудопрооявлениях Исмакаевской зоны характерен именно для этого типа оруденения. Как показано В.Б. Чекваидзе с соавторами [2004] при учете геохимических данных по 40 золоторудным объектам, в золотокварцевых месторождениях наибольшие кларки концентраций имеют Ag, As и W, а в ряду вертикальной зональности элементы ранжируются в порядке максимумов их отложения по мере продвижения от подрудных горизонтов к надрудным в следующей последовательности: W–Co–Zn–Au–As–Sn–Bi–Mo–Cu–(Pb–Ag–Sb)–Hg. По материалам Северо-Восточной экспедиции, установленная вертикальная зональность рудопрооявлений Улюк-Бар и Кургашлинское имеет вид: Mo–(Cu–Zn)–(Ag–As–W), что прямо противоположно последовательности в золотокварцевых месторождениях и вызывает сомнения.

По нашим данным, геохимические связи золота на разных участках Исмакаевской зоны неодинаковы. В целом в пределах зоны Au имеет незначимые коэффициенты корреляции с Mn, U, As и W. Вместе с тем в рудопрооявлении Улюк-Бар высокая положительная связь Au устанавливается с S, As и Co, при этом Ag имеет наибольшие коэффициенты корреляции с Cu и Pb. Последнее указывает, что серебро помимо золота входит в халькопирит и галенит, это объясняет слабую корреляцию Au с Ag на рудопрооявлении. В галенитах по сравнению с другими сульфидами обычно отмечается наибольшая

концентрация Ag, достигающая 3 мас. % [Vaughan, Craig, 1978].

Неоднородность геохимических связей золота в пределах зоны обусловлена несколькими причинами. Приуроченность рудоносных зон к разрывным нарушениям и преимущественно к прослоям песчаников указывает на структурный и литологический контроль оруденения. Наличие в породах разных генераций “рудных” и “безрудных” минералов также может затушевывать картину корреляционных связей золота.

В частности, обращает на себя внимание то, что наибольшие значения содержания золота установлены в интервале скв. № 18, литологически представленном однородной толщей кварц-полевошпатовых песчаников, в которых отмечается неравномерная вкрапленность пирита. Песчаники разбиты сетью маломощных (до 5 мм) кварц-карбонатных прожилков, кроме того, в них изредка встречаются кварцевые жилы мощностью от 5 до 30 см. Опробование (см. табл. 5) показало наличие золота только в тех пробах песчаников, в которых присутствовала обильная вкрапленность до 2.0–2.5 мас. % сульфидов (преимущественно пирита), причем кварц-карбонатные прожилки в этих пробах отсутствовали. Вместе с тем в алевролитах, аргиллитах и сланцах из других скважин Исмакаевской зоны, несмотря на иногда значительную концентрацию в них сульфидов, достигающую 10 мас. %, золото не обнаружено (см. табл. 5). Очевидно, что в породах зоны присутствуют разные генерации сульфидов, одни из которых содержат золото, а другие нет. Причем, масштабность проявления не золотоносных и (или) слабо золотоносных сульфидов гораздо выше, чем “рудных”, поскольку по материалам Северо-Восточной экспедиции в 115 проанализированных монофракциях сульфидов Исмакаевской зоны среднее содержание Au составило всего 0.3 г/т. Согласно наблюдениям сульфидная минерализация максимально широко развита в алевросланцевых породах. Однако из 25 анализов пиритных и пирротиновых концентратов из этих пород лишь в 4 пробах отмечена заметная концентрация золота: в одной пиритной (1.8 г/т) и трех пирротиновых (от 1.2 до 3.7 г/т). В остальных пробах его содержание крайне невысоко – до 0.1 г/т в пирротине и до 0.9 г/т в пирите.

В песчаниках сульфидная минерализация проявлена значительно слабее. Она подразделяется на несколько генераций: арсенопирит встречается в двух модификациях [Мичурин и др., 2009], пирит образует три генерации. Арсенопирит-1 часто образует сростания с пиритом-2, и в нем отмечаются очень мелкие, размером около 0.005 мм, выделения золота. По данным микрозондового анализа пирит-2 характеризуется примесями Pb до 0.17 мас. % и As до 0.21 мас. %, к нему пространственно тяготеют прожилки пирротина, в которых в виде многочислен-

ных субмикроскопических кристаллов отмечается пирит-3, содержащий значительную концентрацию Co – до 2.63 мас. % и Ni – до 0.38 мас. % [Мичурин и др., 2009]. По материалам И.В. Высоцкого, наибольшей золотоносностью в песчаниках, вскрытых скв. № 18, характеризуются галенит и пирит-3, в которых содержание Au составляет 15–21 г/т (данные ICP-MS). В меньшей степени золотоносны пирротин, пирит-1 и 2, где концентрация Au колеблется от 3 до 12 г/т. Отметим при этом, что почти во всех проанализированных минералах установлена примесь Bi, наибольшая (1.16 мас. %) в галените, что характерно для этого минерала [Vaughan, Craig, 1978; Замятина и др., 2014]. В пирите-2 зафиксирована значительная концентрация As (0.6–1.3 мас. %) и Ni (до 0.7 мас. %) (см. рис. 4).

В целом обращает на себя внимание зависимость золотоносности сульфидов Исмакаевской зоны от литологического типа вмещающих пород – сульфиды из песчаников по сравнению с сульфидами из алевросланцевых пород в большей степени золотоносны.

Учитывая существенную связь золота с серой и мышьяком в скв. № 18, наиболее вероятным механизмом образования золотоносных сульфидов Исмакаевской зоны является замещение ранних “безрудных” пиритовых генераций арсенопиритом и его ассоциацией с “арсеникальным”, мышьяковистым пиритом при движении флюидов по зонам разломов. Мышьяковистый пирит и подобный механизм его образования широко распространены на золоторудных месторождениях [Коробейников и др., 1993; Юргенсон, 2003; Reich et al., 2005; Вихтер, 2009; Волков, Сидоров, 2016]. На месторождениях карлинского типа, например, содержание золота в руде является функцией от концентрации золотосодержащего мышьяковистого пирита, который встречается в виде мелких включений, как правило, менее нескольких микрон в диаметре в более ранних сульфиды [Волков, Сидоров, 2016]. Физико-химическое моделирование механизма замещения пирита арсенопиритом и мышьяковистым пиритом приводится в работе [Вилор и др., 2014]. Согласно температурам гомогенизации флюидных включений жильного кварца [Кобзарева, 2007; Шарипова, Мичурин, 2015] и температурам сульфидообразования [Мичурин и др., 2009], определенным по распределению никеля и кобальта между пиритом и пирротинном и по составу арсенопирита, температуры рудоносных флюидов Исмакаевской зоны составляли 250–450°C.

В пользу этого механизма образования свидетельствуют минералогическая зональность, отражающаяся в распределении мышьяковистого пирита в пределах Исмакаевской зоны, данные по изотопному составу серы сульфидов, а также приуроченность первичного геохимического ореола As к разрывным нарушениям. Минералогическая зо-

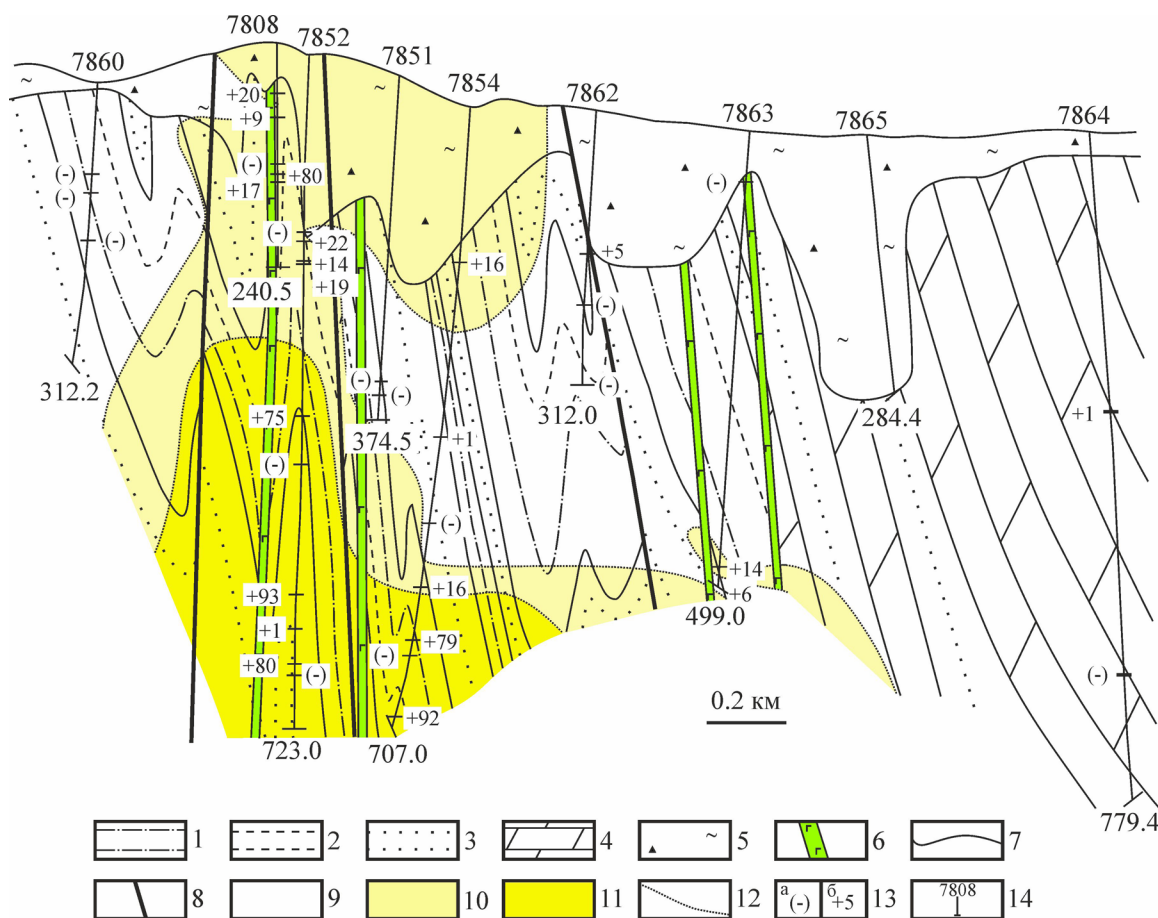


Рис. 5. Распределение пирита с разным знаком термо-ЭДС вкострости Ирмакаевской рудной зоны [Шарипова, Мичурин, 2011, с изменениями].

1 – сланцы; 2 – алевролиты; 3 – песчаники; 4 – доломиты; 5 – кора выветривания; 6 – долериты; 7 – литологические контакты; 8 – тектонические нарушения; 9–11 – зоны пирита с разным знаком термо-ЭДС (9 – n-тип $\approx 100\%$, 10 – p-тип 10–50%, 11 – p-тип $>50\%$); 12 – граница между зонами; 13a – знак термо-ЭДС; 13b – содержание пирита p-типа, %; 14 – скважины, глубина, м.

Fig. 5. The distribution of pyrite with a different thermo-emf sign across strike of the Ismaikavskaya ore zone [Sharipova, Michurin, 2011 with changes].

1 – shales; 2 – siltstones; 3 – sandstones; 4 – dolomites; 5 – weathering crust; 6 – dolerites; 7 – lithologic boundaries; 8 – faults; 9–11 – pyrite zones with a different thermo-emf sign (9 – n-type $\approx 100\%$, 10 – p-type 10–50%, 11 – p-type $>50\%$); 12 – boundary between zones; 13a – thermo-emf sign; 13b – p-type pyrite content, %; 14 – boreholes, depth, m.

нальность заключается в том, что доля пирита с проводимостью p-типа, обусловленной примесью As, закономерно увеличивается с глубиной в районе рудопоявления Улюк-Бар (рис. 5), а зона его развития контролируется разрывными нарушениями [Шарипова, Мичурин, 2011]. Минералогическую зональность подчеркивает зональное распределение изотопных характеристик сульфидов, которые на глубине (700–300 м) имеют относительно близкий к метеоритному стандарту изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$ от -2.7 до 3.6%), более однородный по сравнению с таковым верхней части рудной зоны, где увеличивается дисперсия значений $\delta^{34}\text{S}$ ($-4.3\ldots 5.4\%$). Изотопная зональность связана главным образом с изменением состава и физико-

химических характеристик рудоносных флюидов, сера которых имела магматогенный источник, в результате их взаимодействия с вмещающими породами [Мичурин и др., 2009]. Наконец, обобщение данных по распределению мышьяка в коренных породах Ирмакаевской рудной зоны (учтено около 3700 спектральных полуколичественных анализов по 68 скважинам) показывает, что первичный геохимический ореол As строго приурочен к разрывным нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания (рис. 6), опережающих региональный субмеридиональный Караташский разлом [Шарипова, Мичурин, 2011].

В целом минералогические и геохимические особенности рудопоявления золота Ирмакаевской

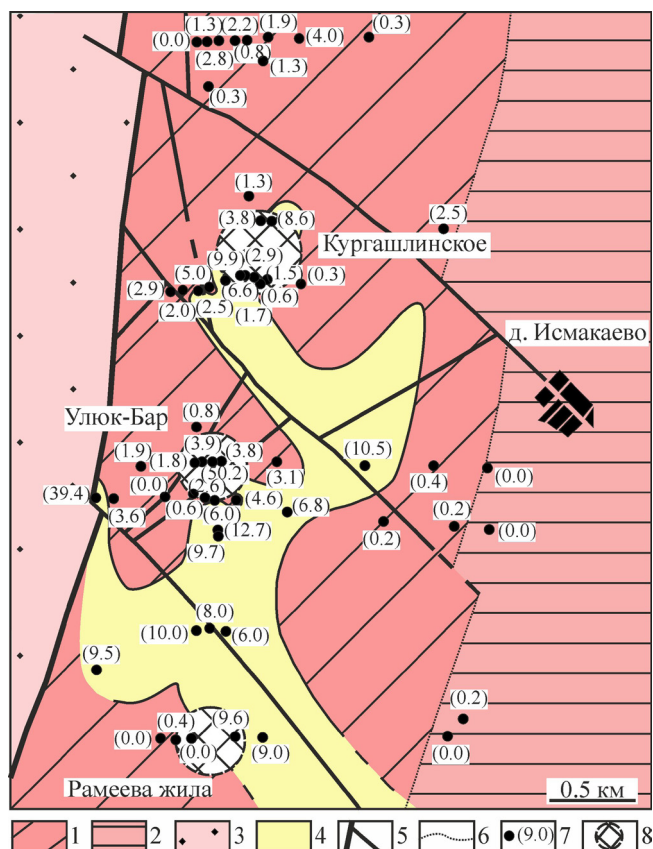


Рис. 6. Проекция на дневную поверхность среднего содержания мышьяка по скважинам Исмаевской рудной зоны [Шарипова, Мичурин, 2011, с изменениями].

1–3 – свиты: 1 – большеинзерская, 2 – суранская, 3 – зигазино-комаровская; 4 – зона среднего содержания As по скважинам 5–50 г/т; 5 – тектонические нарушения; 6 – стратиграфические границы; 7 – положение скважины и среднее содержание As в породах; 8 – рудопроявления золота.

Fig. 6. The projection on the daylight surface of mean content of arsenic in bore holes at the Ismaeaevo ore zone [Sharipova, Michurin, 2011 with changes].

1–3 – formations: 1 – Bolshoi Inzer, 2 – Suran, 3 – Zigazino-Komarovo; 4 – zone of average As content in boreholes 5–50 ppm; 5 – faults; 6 – stratigraphic boundaries; 7 – borehole position and average As content in rocks; 8 – gold occurrences.

зоны (преобладающий пирит-арсенопиритовый состав сопутствующих рудоносному кварцу сульфидов, образованных при 250–450°C и имеющих магматогенный источник серы, связь Au с As) сходны с таковыми в золото-мышьяково-сульфидных месторождениях орогенно-складчатых областей багрячского типа [Вихтер, 2009].

Следует отметить, что самое высокое среднее содержание As в коренных породах зоны установлено в тех скважинах, которые пробурены непосредственно в пределах площади рудопроявлений:

в скв. № 7807 – 50.2 г/т (Улюк-Бар), скв. № 7870 – 9.9 (Кургашлинское), скв. № 7879 – 9.6 г/т (Рамеева жила). В связи с этим обращает на себя внимание участок, возможно, перспективный на золото, расположенный примерно в 700 м юго-западнее рудопроявления Улюк-Бар на пересечении разрывного нарушения северо-западного простирания и Караташского разлома (см. рис. 6). Здесь в скв. № 9 до глубины 108 м по 51 полуколичественному спектральному анализу установлено среднее содержание As 39.4 г/т, и только в этой скважине по материалам Северо-Восточной экспедиции в сульфидных концентратах выявлено значимое содержание золота (≥ 6 г/т).

Горноприисковая рудная зона. По данным С.Г. Ковалева и И.В. Высоцкого [2001], в составе золота месторождения Горный Прииск установлены Ag (2.02–4.27 мас. %), Bi (0.00–1.22), As (0.00–0.72), Se (0.00–0.34), Ni (0.00–0.28), Sb (0.00–0.26), Te (0.00–0.25), Sn (0.00–0.09 мас. %). Еще определялись Cu, Co, Hg, но их содержание в золоте было ниже предела обнаружения. Обращает на себя внимание относительно высокое значение отношения Au/Ag (21–48) и довольно существенное содержание Bi в золоте месторождения. Сравнительный анализ с нашими данными по рудопроявлению Богряшка (см. табл. 3) позволяет сделать вывод, что золото в пределах Горноприисковой зоны имеет очень близкий химический состав с практически одинаковым набором элементов-примесей. Это свидетельствует в пользу единого источника золота в пределах зоны и, вероятно, одновременного образования ее золоторудных объектов. От золота Исмаевской зоны оно отличается большими величинами отношения Au/Ag (>21) и устойчивой относительно высокой (0.4–1.2 мас. %) примесью висмута. Вероятно, золото Горноприисковой зоны представляет собой висмутаурит – разновидность самородного золота, в котором содержание висмута может достигать 4.0 мас. %. В связи с этим стоит отметить также в породах рудопроявления Богряшка высокую корреляцию Au с Bi (0.79) и присутствие металлического твердого раствора (Sn, Pb, Bi), в котором содержание Bi достигает 27.72 мас. % (см. рис. 3г).

Находки самородных Sn и Pb, а также продуктов их срастания в южноуральских золоторудных месторождениях известны давно [Новгородова, 1983]. В месторождении Березняки Южного Урала более чем в 20 скважинах обнаружены металлические шарики размером до 1–3 мм, состоящие из субграфических срастаний свинца и олова, в которых отмечается примесь Au, Re, Pt [Сначев, Кузнецов, 2009]. В рифейских отложениях БМА также описаны находки самородного олова в коренных породах, в котором обнаружены примеси Pb, As, Sb, Ag, Pd, Rh, S, Ti [Ковалев и др., 1999]. Отличительной особенностью обнаруженного нами твер-

дого раствора (Sn, Pb, Bi) является очень высокое содержание в нем Bi. Присутствие висмута в гидротермальном растворе приводит к концентрированию золота, а по составу его минералов в золоторудных месторождениях можно судить о физико-химических условиях рудообразования [Новоселов и др., 2014]. В совокупности с минералогическими наблюдениями (преимущественная форма выделения пирита – сфероидальные агрегаты мозаичной структуры), высокая корреляция Au с Bi и присутствие минералов висмута в рудопроявлении Богряшка отражают низкотемпературные условия рудообразования в восстановительной обстановке.

Кроме того, следует отметить присутствие в породах рудопроявления совместно с самородным золотом включений ураноторита (см. рис. 3в). Расчет его химического возраста, выполненного в соответствии с работой [Bowles, 2002], по двум точечным определениям дает различающиеся значения 28 ± 3 и 273 ± 13 млн лет, что указывает на переотложение минерала и (или) нарушение его U-Th-Pb-системы. Согласно полученным результатам, содержания Au и Th в породах рудопроявления Богряшка не коррелируют между собой, что можно объяснить вхождением тория в разные минералы, не только в ураноторит, но и монацит, образование которого, вероятно, не связано с золоторудным процессом. Вместе с тем в месторождении Горный Прииск коэффициент корреляции Au с Th, по нашим данным, составляет 0.87, а по материалам геолого-поисковых работ (данные И.В. Высоцкого), здесь установлены прямая зависимость между содержаниями золота, калия и тория в породах и отсутствие связи между концентрациями золота и урана [Мичурин, 2011].

В целом в рудопроявлениях Горноприисковой зоны отмечается сильная положительная связь Au с $S_{\text{общ}}$, халькофильными и сидерофильными элементами Ag, Cu, Co, Pb, Ni, т.е. элементами, входящими в состав сульфидных минералов. Следует отметить, что пириты, халькопириты и пирротины месторождения Горный Прииск характеризуются близким к метеоритному стандарту изотопным составом серы. Их значения $\delta^{34}\text{S}$ образуют интервал от -4.8 до 0.9% , при среднем -2.0% , что указывает на магматогенный источник серы, участвовавшей в образовании сульфидной минерализации [Мичурин и др., 2009]. Вместе с тем по результатам исследования корреляции Au с As не зафиксировано. Однако ранее при поисковых работах по данным полуколичественного спектрального метода в месторождении Горный Прииск из всех проанализированных элементов была отмечена только неустойчивая связь золота с мышьяком. В рудопроявлении Богряшка было установлено, что концентрации As иногда увеличиваются до 3000 г/т вблизи участков с повышенным содержанием золота в породах (>0.3 г/т). По нашим данным, на рудопрояв-

лении коэффициент корреляции Au с As составляет ≈ 0.1 ($n = 15$), который резко вырастает до 0.93, если анализ проводить без учета пробы А-12344 (As = 1508 г/т, Au = 0.1 г/т). Отсутствие четкой зависимости между содержаниями Au и As объясняется здесь наличием нескольких генераций сульфидов, которые, кроме того, распределены зонально. В сульфидных концентратах из скв. № 33, 35, 36 в интервале глубин от 31 до 51 м устанавливается сильная положительная связь Au (содержание от 0.3 до 66.0 г/т, среднее 26.0 г/т, $n = 7$) с As (содержание до 5000.0 г/т) с коэффициентом корреляции 0.92. В более глубоких горизонтах рудопроявления (56–190 м) увеличивается содержание золота в сульфидных концентратах до 163.0 г/т (среднее 51.4 г/т, $n = 9$) и, при отсутствии его связи с As (содержание до 500.0 г/т), фиксируется уже относительно высокий коэффициент корреляции с Cu (0.77). “Сквозными” элементами, связанными с Au независимо от глубины опробования, являются Pb (0.81) и Zn (0.46–0.70). При этом содержание Pb в сульфидных концентратах увеличивается на глубине в среднем до 400 г/т, а в интервале 31–51 м они ниже и составляют в среднем 161 г/т. Вместе с тем коэффициент корреляции Pb с Au не изменяется. Cu и Zn ведут себя по-другому – их концентрация в сульфидных концентратах выше ближе к поверхности, где она составляет в среднем 853 и 879 г/т против 394 и 592 г/т соответственно из глубоких горизонтов рудопроявления (56–190 м). Такое распределение элементов в сульфидных концентратах рудопроявления обусловлено, по-видимому, вертикальной зональностью и отвечает средне-верхней части круто падающих рудоносных зон в золото-сульфидных месторождениях, где максимумы концентрации элементов увеличиваются в вертикальном ряду (Co, Mo, Sn, W)–Bi–Zn–Cu, As–Au–Pb–Ag–Sb–Hg [Чекваидзе и др., 2004].

Акташская рудная зона. По данным М.В. Рыкуса и В.И. Сначева [1999], в составе золота рудопроявления Восточно-Акташское отмечается относительно высокое содержание Ag (13.78–17.40 мас. %), отношение Au/Ag колеблется от 4.7 до 6.2. Его характерными примесями являются Bi (0.07–0.30 мас. %), Te (0.06–0.10) и Cu (0.02–0.10 мас. %). В одной из 11 проанализированных проб установлено присутствие Hg (0.23 мас. %) и As (0.03 мас. %). Указанные авторы считают, что по химическому составу золото может быть отнесено к коровому типу, сформировавшемуся в близповерхностных условиях.

Действительно, слабо золотосодержащие пириты рудопроявления характеризуются устойчивым обогащением тяжелого ^{34}S изотопа относительно метеоритного стандарта ($\delta^{34}\text{S} = 11.3\text{--}14.0\%$), что свидетельствует о коровом источнике серы [Шарипова, Мичурин, 2015]. Однако отсутствие связи Au с S, Ni, Cu и слабая корреляция с Co, Zn и Pb указывают на то, что золото в рудопроявлении в большей

степени связано не с сульфидами, а с кварцевыми и анкерит-кварцевыми прожилками. Анкериты по изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C} = -5.0 \dots -3.7\text{‰}$) отличаются от вмещающих известняков, что позволяет предполагать участие в рудном процессе глубинной CO_2 [Шарипова, Мичурин, 2015]. Состав примесных элементов золота и присутствие в нем Hg, типично “мантийного” элемента [Юдович, Кетрис, 2011], указывают на привнос Au металлоносными флюидами мантийного генезиса.

ВЫВОДЫ

1. В Исмакаевской рудной зоне сульфиды из рудопроявлений золота по сравнению с сульфидами из вмещающих отложений характеризуются более высокой концентрацией As, Co, Ni, Cu, Pb. Пириты из рудопроявления Богряшка отличаются высокой концентрацией Sb, из рудопроявления Восточно-Акташское – Co и V.

2. Сходный химический состав золота свидетельствует в пользу единого его источника для объектов Горноприисковой зоны. Для нее характерны устойчивая примесь Bi в золоте (0.4–1.2 мас. %) и более высокое отношение Au/Ag (>21) в сравнении таковым Исмакаевской и Акташской зон (5–8). В Горноприисковой и Исмакаевской зонах самородное золото ассоциирует с ураноториевыми минералами.

3. В Авзянском рудном районе геохимические связи золота неоднородны. В малосульфидных золото-кварцевых рудопроявлениях Исмакаевской зоны оно связано, как правило, только с As, и это имеет наибольшее значение для поисков золота и выявления перспективных рудоносных участков. Иногда устанавливается корреляция золота с S и Co. Золотоносные сульфиды образовались при движении флюидов ($T = 250\text{--}450^\circ\text{C}$) по зонам разломов в результате замещения ранних “безрудных” пиритовых генераций мышьяковистым пиритом, содержание которого в породах увеличивается с глубиной и контролируется разрывными нарушениями. В Горноприисковой зоне отмечается сильная положительная корреляция золота с серой и халькофильными элементами (Cu, Co, Pb, Ni, Zn). Связь Au с As проявлена нечетко, что в рудопроявлении Богряшка объясняется наличием нескольких генераций сульфидов и присутствием вертикальной геохимической зональности, отвечающей средне-верхней части круто падающих рудоносных зон в золотосульфидных месторождениях. В рудопроявлении Восточно-Акташское золото-сульфидно-кварцевого типа Au сильной положительной корреляцией связано с Ag, слабой – с Co и As.

4. В целом изотопные и геохимические характеристики сульфидов и золота Авзянского рудного района свидетельствуют в пользу магматогенной природы рудоносных флюидов. Формирование рудопроявлений связано с этапами тектонотермаль-

ной активизации, происходившей на границе среднего и позднего рифея и в венде.

Авторы искренне признательны Н.В. Чередниченко и Н.В. Адамович за выполнение анализов методом ICP-MS.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-35-00144.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А., Тимофеева Е.А. (2008) Редкоземельные фосфаты в горных породах и аллювиальных отложениях западного склона Южного Урала. *Литосфера*, (1), 140–145.
- Бобохов А.С., Бобохова Р.Б., Горожанин В.М., Мичурин С.В. (1993) Термогазогеохимические и изотопные поисковые критерии колчеданного и золотосульфидного оруденения (на примере месторождений Башкортостана). Препринт. Уфа: УНЦ РАН, 23 с.
- Бугельский Ю.Ю., Сиротин В.И., Новиков В.М., Слукин А.Д., Шатров В.А., Кузнецова О.Ю., Носик Л.П. (2003) Диагенетические минералы как индикаторы цикличности и перерывов в осадконакоплении Воронежской антеклизы. *Вестн. Воронежского ун-та. Геология*, (2), 40–56.
- Вилор Н.В., Казьмин Л.А., Горячев Н.А. (2014) Сульфидно-арсенидные комплексы золота в рудообразующих гидротермальных растворах (термодинамическое моделирование). *Геохимия*, (10), 936–945.
- Вихтер Б.Я. (2009) Золото-мышьяково-сульфидные месторождения терригенных комплексов складчаторогенных областей. М.: “Альт-Консул”, 108 с.
- Волков А.В., Сидоров А.А. (2016) Геолого-генетическая модель месторождений золота карлинского типа. *Литосфера*, (6), 145–165.
- Замятина Д.А., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Варламов Д.А., Замятин Д.А., Ким Л.П., Горева А.А., Викенштейн И.В. (2014) Минералогия, геохимия и физико-химические условия формирования руд и метасоматитов Тамульерского золотосульфидного месторождения, Северный Урал. *Литосфера*, (6), 102–117.
- Кобзарева Ж.С. (2007) Минералого-термобарогеохимические особенности жильного кварца в рифейских осадочных комплексах Авзяно-Белорецкого золото-рудного района (Ю. Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону: Южный федеральный университет, 24 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В. (2001) Геохимия золота западного склона Южного Урала. *Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий*. Мат-лы IV Респ. геол. конф. Т. 2. Уфа: НИИ БЖД РБ, 134–140.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Фаткуллин И.Р. (1999) Сложнодислоцированные углеродсодержащие толщи западного склона Южного Урала. Уфа: БГУ, 118 с.
- Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О. (2009) Монацитовая минерализация западного склона Южного Урала. *Геологический сборник*. Вып. 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 138–144.
- Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Ревякин П.С., Арифупов Ч.Х. (1993) Пириты золо-

- торудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение). М.: ЦНИГРИ, 216 с.
- Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Чередниченко Н.В., Адамович Н.В. (2013) Элементы-примеси в пиритах Саткинского рудного поля. *Ежегодник-2012*. Тр. ИГТ УрО РАН. Вып. 160, 213-223.
- Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Шарипова А.А., Гуляева Т.Я., Петрищева В.Г. (2016) Минералогические и геохимические особенности магнезиально-железистых карбонатов Авзянского рудного района Южного Урала в связи с закономерностями метасоматоза. *Вестн. Урал. отд. РМО*, **13**, 73-88.
- Ларионов Н.Н. (2003) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Южно-Уральская серия. Лист N-40-XXII (Тукан). Мин-во природных ресурсов РФ.
- Мичурин С.В. (2011) О связи тория и золота в рифейских отложениях Башкирского антиклинория. *Геологический сборник*. Вып. 9. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 208-215.
- Мичурин С.В., Биктимерова З.Р., Канипова З.А., Даниленко С.А. (2014) Цинк в карбонатных породах суранской свиты нижнего рифея (Южный Урал). *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Мат-лы 10 межрег. науч.-практ. конф. Уфа: ДизайнПресс, 150-154.
- Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. (2009) Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 192 с.
- Мичурин С.В., Шарипова А.А. (2011) Химическое датирование уран-ториевой минерализации из нижнерифейских отложений Башкирского антиклинория. *Геологический сборник*. Вып. 9. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 216-219.
- Нечаев В.П. (1982) Особенности гидротермально-метасоматического процесса на некоторых золоторудных проявлениях западного склона Южного Урала. *Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала*. Уфа: БФАН СССР, 52-56.
- Новгородова М.И. (1983) Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 287 с.
- Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Ермолина-Кутсие О.С., Михайлов А.Б., Котляров В.А. (2014) Минералогия золоторудных проявлений зеленокаменного пояса Кухмо (Финляндия). *Литосфера*, (2), 115-124.
- Потехин А.Г., Пацков А.А., Засухин Г.Н., Петрикова В.П. (1977) Отчет о ревизионно-поисковых работах на золото на Авзянском участке по работам Авзянского отряда за 1975-1977 гг. Уфа: БТГУ, Башкирский геол. фонд.
- Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. (2003) Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана. *Докл. АН*, **389**(5), 672-676.
- Рыкус М.В., Сначёв В.И. (1999) Золото западного склона Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 170 с.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (1999) Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 570 с.
- Сергеева Н.Д. (1982) Сопоставление айской и большеинзерской свит нижнего рифея Башкирского мегантиклинория Южного Урала по аксессуарным минералам. *Верхний докембрий и палеозой Южного Урала (стратиграфия и литология)*. Уфа: БФАН СССР, 20-26.
- Сначёв В.И., Кузнецов Н.С. (2009) Геология золото-порфирового месторождения Березняки (Восточно-Уральская мегазона). *Геологический сборник*. Вып. 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 197-203.
- Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пархоменко И.Ю., Меньшиков В.И., Липко С.В., Пастушкова Т.М. (2010) Распределение химических форм тяжелых металлов (Hg, Cd, Pb) между пиритом и гидротермальным раствором. *Геохимия*, (6), 651-656.
- Типоморфизм минералов (1989). Справочник. Под ред. Л.В. Чернышевой. М.: Недра, 560 с.
- Чекваидзе В.Б., Миляев С.А., Исаакович И.З. (2004) Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. М.: "Бородино-Е", 132 с.
- Чернов А.Л., Алексеев А.А., Логинова Л.А., Пацков А.А., Куксов В.Н. (1982) Отчет о детальных поисках коренного золота на Центральном участке за 1979-1982 гг. Учалы: ПГО "Башкиргеология", Башкирский геол. фонд.
- Чернов А.Л., Нечаев В.П. (1980) Отчет о поисково-оценочных работах на объекте "Участок Горный прииск. Авзянский район" за 1976-1979 гг. (отчет в 2 томах). Кусимовский рудник: ПГО "Башкиргеология", Башкирский геологический фонд.
- Шарипова А.А., Мичурин С.В. (2011) Термо-ЭДС пирита из рудопроявлений золота в нижнерифейских отложениях Башкирского антиклинория. *Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ*. Вып. 17. Уфа, 110-117.
- Шарипова А.А., Мичурин С.В. (2015) Изотопно-геохимическая характеристика рудопроявлений золота в докембрийских отложениях Башкирского мегантиклинория. *Байкальская молодеж. научн. конф. по геологии и геофизике*. Мат-лы III всерос. молодеж. науч. конф. Улан-Удэ, БНЦ СО РАН, 249-252.
- Шарипова А.А., Мичурин С.В., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. (2017) Золотоносный пирит в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (на примере рудопроявления Богряшка). *Вестн. АН Республики Башкортостан*, **22**(1), 83-93.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.
- Юргенсон Г.А. (2003) Типоморфизм и рудные формации. Новосибирск: Наука, 369 с.
- Bowles J.F.W. (2002) Applications of Electron Microbeam Analysis in the Earth Sciences. *Microchim. Acta*, **138**, 125-131.
- Gregory D.D., Large R.R., Halpin J.A., Baturina E.L., Lyons T.W., Wu S., Danyushevsky L., Sack P.J., Chapraz A., Maslennikov V.V., Bull S.W. (2015) Trace Element Content of Sedimentary Pyrite in Black Shales. *Econ. Geol.*, **110**, 1389-1410.
- Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G., Weiqiang L., Kuidong Z., Guangming L. (2009) Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China. *J. Rare Earths*, **27**(6), 1079-1087.
- Kohn M.J., Riciputi L.R., Stakes D., Orange D.L. (1998) Sulfur isotope variability in biogenic pyrite: Reflections of heterogeneous bacterial colonization? *Amer. Miner.*, **83**, 1454-1468.

- Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T. (2014) Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China. *Chin. J. Geochem.*, **33**, 109-118.
- Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chrysoulis S.L., Ewing R.C. (2005) Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(11), 2781-2796.
- Vaughan D.J., Craig J.R. (1978) Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge: University Press, 494 p.
- Zacharias J., Fryda J., Paterova B., Mihaljevic M. (2004) Arsenopyrite and As-bearing pyrite from the Roudny deposit, Bohemian Massif. *Miner. Mag.*, **68**(1), 31-46.

REFERENCES

- Alekseev A.A., Timofeeva E.A. (2008). Rare-earth phosphates in the rocks and alluvium in the South Urals western slope. *Litosfera*, (1), 140-145. (In Russian)
- Bobokhov A.S., Bobokhova R.B., Gorozhanin V.M., Michurin S.V. (1993) *Termogazogeoхимические и изотопные поисковые критерии колчеданного и золото-сульфидного оруденения (на примере месторождений Башкортостана)* [Thermogas geochemical and isotopic search criteria of pyrite and gold-sulfide mineralization (on the example of Bashkortostan deposits)]. Ufa, USTs RAS 23 p. (In Russian)
- Bowles J.F.W. (2002) Applications of Electron Microbeam Analysis in the Earth Sciences. *Microchim. Acta*, **138**, 125-131.
- Bugel'skii Yu.Yu., Sirotn V.I., Novikov V.M., Slukin A.D., Shatrov V.A., Kuznetsova O.Yu., Nosik L.P. (2003) Diagenetic minerals as indicators of cyclicity and interruptions in the sedimentation of the Voronezh anticline. *Vestn. Voronezhskogo Univ. Geologiya*, (2), 40-56. (In Russian)
- Chekvaizhe V.B., Milyaev S.A., Isaakovich I.Z. (2004) *Kompleksnaya petrografo-mineralogo-geokhimicheskaya metodika poiskov zolotorudnykh mestorozhdenii* [Complex petrographic-mineralogical-geochemical methods of prospecting gold ore deposits]. Moscow, "Borodino-E" Publ., 132 p. (In Russian)
- Chernov A.L., Alekseev A.A., Loginova L.A., Patskov A.A., Cooksov V.N. (1982.) *Otchet o detal'nykh poiskakh koren'nogo zlota na Tsentral'nom uchastke za 1979-1982 gg.* [Report on detailed searches for indigenous gold in the Central Section for 1979-1982]. Uchaly, PGO "Bashkirgeology", Bashkirian geological fund. (In Russian unpublished)
- Chernov A.L., Nechaev V.P. (1980) *Otchet o poiskovo-otsechnykh rabotakh na ob'ekte "Uchastok Gornyi priisk. Avzyanskii raion" za 1976-1979 gg.* [Report on prospecting and appraisal work at the site "Gornyi Prisk, Avzyan region" for the years 1976-1979]. Kusimovskiy mine: PGO "Bashkirgeology", Bashkir geological fund (In Russian unpublished)
- Gregory D.D., Large R.R., Halpin J.A., Baturina E.L., Lyons T.W., Wu S., Danyushevsky L., Sack P.J., Chappaz A., Maslennikov V.V., Bull S.W. (2015) Trace Element Content of Sedimentary Pyrite in Black Shales. *Econ. Geol.*, **110**, 1389-1410.
- Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G., Weiqiang L., Kuandong Z., Guangming L. (2009) Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China. *J. Rare Earths*, **27**(6), 1079-1087.
- Judovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) *Geokhimicheskie indikatory litogeneza (Litologicheskaya geokhimiya)* [Geochemical indicators of lithogenesis (Lithological geochemistry)]. Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russian)
- Jurgenson G.A. (2003) *Tipomorfizm i rudnye formacii* [Typomorphism and ore formations]. Novosibirsk, Nauka Publ., 369 p. (In Russian)
- Kobzareva Zh.S. (2007) *Mineralogo-termobarogeoхимические особенности жил'ного кварца в рифейских осадочных комплексах Авзяно-Белорецкого золоторудного района (Yu. Ural)*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Mineralogical and thermobarogeochemical features of vein quartz in Riphean sedimentary complexes of the Avzyan-Beloretsk gold field (Southern Urals). Cand. geol. and min. sci. diss.] Rostov-na-Donu, 24 p. (In Russian)
- Kohn M.J., Riciputi L.R., Stakes D., Orange D.L. (1998) Sulfur isotope variability in biogenic pyrite: Reflections of heterogeneous bacterial colonization? *Amer. Miner.*, **83**, 1454-1468.
- Korobeinikov A.F., Narseev V.A., Pshenichkin A.Ja., Revyakin P.S., Arifulov Ch.H. (1993) *Pirity zolotorudnykh mestorozhdenii (svoistva, zonal'nost', prakticheskoe primeneniye)* [Pyrites of gold deposits (properties, zoning, practical application)]. Moscow, TsNIGRI Publ., 216 p. (In Russian)
- Kovalev S.G., Timofeeva E.A., Pindyurina E.O. (2009) Monazite mineralization on the western slope of the Southern Urals. *Geologicheskii sbornik*, Vyp. 8. Ufa, IG UNTs RAN, 138-144. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V. (2001) Geochemistry of gold on the western slope of the Southern Urals. *Mat-ly IV Resp. geol. konf. "Geologiya i perspektivy rasshireniya syr'evoi bazy Bashkortostana i sopredel'nykh territorii"*. Vyp. 2. ["Geology and prospects of expanding the raw material base of Bashkortostan and adjacent territories". Proc. IV Republ. Geol. Conf. V. 2.]. Ufa, NII BZhD RB, 134-140. (In Russian)
- Kovalev S.G., Vysotskii I.V., Fatkullin I.R. (1999) *Slozhnodislotsirovannye uglerodsoderzhashchie tolshchi zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala* [Complexly dislocated carbonaceous strata of the western slope of the Southern Urals]. Ufa, Bashkirian State Univ. 118 p. (In Russian)
- Krupenin M.T., Michurin S.V., Cherednichenko N.V., Adamovich N.V. (2013) [Elements-impurities in the pyrite of the Satka ore field. *Ezhegodnik-2012*. Trudy IGG UrO RAN. V. 160, 213-223. (In Russian)]
- Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova A.A., Gulyaeva T.Ya., Petrishcheva V.G. (2016) Mineralogical and geochemical features of magnesian-ferruginous carbonates of the Avzyan ore region of the South Urals in connection with the regularities of metasomatism. *Vestn. Ural. otd. RMO*, (13), 73-88. (In Russian)
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T. (2014) Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China. *Chin. J. Geochem.*, **33**, 109-118.
- Larionov N.N. (2003) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoy Federatsii masshtaba 1 : 200 000. Juzhno-Ural'skaya seriya. List N-40-XXII (Tukan)* [State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000. The South Ural Series. Sheet N-40-XXII (Tukan)]. Ministerstvo prirodnnykh resursov RF. (In Russian)
- Michurin S.V. (2011) About connection of thorium and gold

- in the Riphean deposits of the Bashkir anticlinorium. *Geologicheskii sbornik*. Vyp. 9. Ufa, IG UNTs RAN, 208-215. (In Russian)
- Michurin S.V., Biktimerova Z.R., Kanipova Z.A., Danilenko S.A. (2014) Zinc in the carbonate rocks of the Suran Formation of the Lower Riphean (the Southern Urals). *Geologiya, poleznye iskopaemye i problemy geoekologii Bashkortostana, Urala i sopredel'nykh territorii*. Mat-ly 10 Mezhhreg. nauch.-prakt. konf. [Geology, minerals and problems of geoecology of Bashkortostan, the Urals and adjacent territories. Proc. 10-th Interregion. scientific-practical. Conf.], Ufa, DizainPress Publ., 150-154. (In Russian)
- Michurin S.V., Kovalev S.G., Gorozhanin V.M. (2009) *Genezis sul'fatov i sul'fidov v nizhnnerifeykskh otlozheniyah Kamsko-Bel'skogo avlakogena i Bashkirskogo megantiklinoriya* [Genesis of sulfates and sulfides in the Lower Riphean deposits of the Kama-Belsk aulacogene and the Bashkir meganticlinorium]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 192 p. (In Russian)
- Michurin S.V., Sharipova A.A. (2011) Chemical dating of uranium-thorium mineralization Lower Riphean rocks of the Bashkir anticlinorium]. *Geologicheskii sbornik* Vyp. 9. Ufa, IG UNTs RAN, (9), 216-219. (In Russian)
- Nechaev V.P. (1982) Features of the hydrothermal-metasomatic process on some gold ore manifestations of the western slope of the Southern Urals. *Voprosy mineralogii, geohimii i genezisa poleznykh iskopaemykh Juzhnogo Urala* [Issues of mineralogy, geochemistry and genesis of minerals in the Southern Urals]. Ufa, BFAN SSSR, 52-56. (In Russian)
- Novgorodova M.I. (1983) *Samorodnye metally v gidrotermal'nykh rudakh* [Native metals in hydrothermal ores]. Moscow, Nauka Publ., 287 p. (In Russian)
- Novoselov K.A., Belogub E.V., Ermolina-Kutsie O.S., Mikhailov A.B., Kotlyarov V.A. (2014) Mineralogy of gold occurrences from the Kuhmo greenstone belt (Finland). *Litosfera*, (2), 115-124. (In Russian)
- Potehin A.G., Patskov A.A., Zasuhin G.N., Petrikova V.P. (1977) *Otchet o revizionno-poiskovykh rabotakh na zoloto na Avzyanskom uchastke po rabotam Avzyanskogo otryada za 1975-1977 gg.* [Report on revision and prospecting works for gold in the Avzyan section from the works of the Avzyan area for 1975-1977]. Ufa: BTGU., Bashkirian geological fund. (In Russian unpublished)
- Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chrysosulis S.L., Ewing R.C. (2005) Solubility of gold in arsenian pyrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(11), 2781-2796.
- Rimskaja-Korsakova M.N., Dubinin A.V. (2003) Rare earth elements in sulfides submarine hydrothermal sources of the Atlantic Ocean. *Dokl. Akad. Nauk*, **389**(5), 672-676. (In Russian)
- Rykus M.V., Snachev V.I. (1999) *Zoloto zapadnogo sklona Juzhnogo Urala* [Gold on the western slope of the Southern Urals]. Ufa, UNTs RAN, 170 p. (In Russian)
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A. (1999) *Mestorozhdeniya zolota Urala* [Deposits of gold in the Urals]. Ekaterinburg, UGGA, 570 p. (In Russian)
- Sergeeva N.D. (1982) Comparison of the Aya and Bolsheinzher Formations of the Lower Riphean of the Bashkir Megantiklinorium of the Southern Urals along accessory minerals. *Verhnii dokembrii i paleozoy Juzhnogo Urala (stratigrafiya i litologiya)* [Upper Precambrian and Paleozoic of the Southern Urals (stratigraphy and lithology)] Ufa, BFAN SSSR, 20-26. (In Russian)
- Sharipova A.A., Michurin S.V. (2011) Thermo-EMF pyrite from gold ore occurrences in the Lower Riphean deposits of the Bashkir anticlinorium. *Geologiya. Izv. Otdeleniya nauk o Zemle i prirodnym resursom AN RB*. Vyp. 17. Ufa, 110-117. (In Russian)
- Sharipova A.A., Michurin S.V. (2015) Isotope-geochemical characteristics of gold ore occurrences in the Precambrian deposits of the Bashkir megantiklinorium. *Baikal'skaja molodezhnaya nauchnaya konferenciya po geologii i geofizike*. Mat-ly III Vseros. molodezh. nauch. konf. [Proc. of III Baikal Youth Scientific Conf. on geology and geophysics]. Ulan-Ude, BNTs SO RAN, 249-252. (In Russian)
- Sharipova A.A., Michurin S.V., Velivetskaja T.A., Ignat'ev A.V. (2017) Auriferous pyrite in Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium (on the example, ore-occurrence Bogryashka). *Vestn. AN Respubliki Bashkortostan*, **22**(1), 83-93. (In Russian)
- Snachov V.I., Kuznetsov N.S. (2009) Geology of the gold-porphyry deposit Berezhnyaki (East-Ural megazone). *Geologicheskii sbornik*. Vyp. 8. Ufa, IG UNTs RAN, 197-203. (In Russian)
- Tauson V.L., Babkin D.N., Parkhomenko I.Yu., Men'shikov V.I., Lipko S.V., Pastushkova T.M. (2010) Distribution of chemical forms of heavy metals (Hg, Cd, Pb) between pyrite and hydrothermal solution. *Geokhimiya*, (6), 651-656. (In Russian)
- Tipomorfizm mineralov. Spravochnik*. (1989) (Pod red. L.V. Chernyshevoi) [Typomorphism of minerals. Handbook]. Moscow, Nedra Publ., 560 p. (In Russian)
- Vaughan D.J., Craig J.R. (1978) Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge: University Press, 494 p.
- Vikhter B.Ya. (2009) *Zoloto-mysh'yakovo-sul'fidnye mestorozhdeniya terrigennykh kompleksov skladchato-orogennykh oblastei* [Gold-arsenic-sulfide deposits of terrigenous complexes of folded-orogenic regions]. Moscow, "Al't-Konsul" Publ., 108 p. (In Russian)
- Vilor N.V., Kaz'min L.A., Goryachev N.A. (2014) Sulphoarsenid complexes of gold in ore-forming hydrothermal solutions (thermodynamic modeling). *Geokhimiya*, (10), 936-945. (In Russian)
- Volkov A.V., Sidorov A.A. (2016) Geological-genetic model of Carlin type gold deposits. *Litosfera*, (6), 145-165. (In Russian)
- Zacharias J., Fryda J., Paterova B., Mihaljevic M. (2004) Arsenopyrite and As-bearing pyrite from the Roudny deposit, Bohemian Massif. *Mineral. Mag.*, **68**(1), 31-46.
- Zamyatina D.A., Murzin V.V., Moloshag V.P., Varlamov D.A., Zamyatin D.A., Kim L.P., Goreva A.A., Viken'tev I.V. (2014) Mineralogy, geochemistry and physical-chemical conditions of ore formation and metasomatites Tamunier gold-sulphide deposit, the Northern Ural. *Litosfera*, (6), 102-117. (In Russian)

УДК 553.493.5

КОЛМОЗЕРСКОЕ ЛИТИЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РЕДКОЭЛЕМЕНТНОМУ СОСТАВУ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2018 г. Л. Н. Морозова

Геологический институт КНЦ РАН, 184209, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14,
e-mail: morozova@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 22.02.2017 г.; принята к печати 15.05.2017 г.

Проведено исследование редкоэлементного состава альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения, локализованного в неоархейских метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива в зоне сочленения двух крупных региональных структур архейского возраста – Мурманского блока и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья Кольского региона. Установлено, что альбит-сподуменные пегматиты, обогащенные Li, Ta, Nb и Be, деплетированы крупноионными литофильными элементами ($Ba \leq 20$ г/т; $Sr \leq 15.4$ г/т) и высокочargedными элементами ($Y \leq 0.46$ г/т, $Th \leq 2.5$ г/т, $\Sigma REE \leq 3$ г/т) и характеризуются низкой величиной индексов фракционирования ($Mg/Li \leq 0.05$, $Zr/Hf \leq 7.4$) и высокой величиной индекса редкометалльности ($Ir = 167321$), что может быть использовано в качестве критериев оценки перспективности пегматитовых тел в отношении редкометалльного оруденения. Пространственно совмещенные с альбит-сподуменными пегматитами Колмозерского месторождения полевошпатовые (бериллиеносные) и мусковит-полевошпатовые (бериллий-ниобий-танталовые) пегматиты также несут редкометалльную минерализацию и аналогично альбит-сподуменным пегматитам обогащены Li, Nb, Ta, Be, Rb и деплетированы Sr, Ba, Y, Th, REE.

Ключевые слова: Колмозерское литиевое месторождение, редкометалльные пегматиты, Балтийский щит, зона Колмозеро-Воронья, литиевая минерализация

LITHIUM KOLMOZERO DEPOSIT OF RARE METAL PEGMATITES: NEW DATA ON RARE ELEMENT COMPOSITION (KOLA PENINSULA)

Lyudmila N. Morozova

Geological Institute KSC RAS, 14 Fersman st., Apatity, 184200, Russia, e-mail: morozova@geoksc.apatity.ru

Received 22.02.2017; accepted 15.05.2017

The article is devoted to studies the rare element composition of albite-spodumene pegmatites of the lithium with associated Be, Nb, Ta Kolmozero deposit. It is located in the Neoarchean metagabbro-anorthozites Patchemvaretsky massif in the junction zone of the two major regional structures Archaean age, i.e. the Murmansk block and the Kolmozero-Voron'ya Greenstone Belt of the Kola region. The albite-spodumene pegmatites are identified to be rich in highly incompatible ore elements, i.e. Li, Ta, Nb and Be, depleted by large-ion lithophile elements ($Ba \leq 20$ ppm; $Sr \leq 15.4$ ppm) and high field strength elements ($Y \leq 0.46$ ppm, $Th \leq 2.5$ ppm, $\Sigma REE \leq 3$ ppm). They are characterized by low indexes of fractionation ($Mg/Li \leq 0.05$, $Zr/Hf \leq 7.4$) and a high index of rare metal content ($Ir = 167321$). It may be used as criteria for estimating the commercial potential of the pegmatites regarding their rare metal mineralization. The feldspar (beryllium-bearing) and muscovite-feldspar (beryllium-niobium-tantalum) pegmatites jointed with the Kolmozero deposit have rare metal mineralization and, like albite-spodumene pegmatites, are rich in Li, Nb, Ta, Be, Rb and depleted by Sr, Ba, Y, REE.

Keywords: lithium Kolmozero deposit, rare metal pegmatites, Baltic Shield, Kolmozero-Voron'ya zone, lithium mineralization

Acknowledgements

The author expresses gratitude to V.R. Vetrin for discussion of the results and valuable comments that contributed to the improvement of the article, T.B. Bayanova - for comprehensive support in conducting research and field work and discussing the results obtained, as well as P.A. Serov, E.L. Kunakkuzunu, E.S. Borisenko, I.A. Koval' and students of the AF MSTU: A.N. Kobeleva, A.A. Kalinin, V.E. Churkin and D.A. Romanyuk for participation in field work.

The work was carried out within the framework of the state task on the topics of SRW (NIR) 0231-2015-0001 and 0231-2015-0005.

Для цитирования: Морозова Л.Н. (2018) Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров). *Литосфера*, 18(1), 82-98. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098

For citation: Morozova L.N. (2018) Lithium Kolmozero deposit of rare metal pegmatites: New data on rare element composition (Kola Peninsula). *Litosfera*, 18(1), 82-98. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098

ВВЕДЕНИЕ

Во всем мире промышленные месторождения лития представлены редкометалльными пегматитами и рапами соляных озер. Несмотря на широкое использование рапы для получения лития, роль редкометалльных пегматитов, как основного источника лития, вероятно, будет сохраняться. Это связано с тем, что запасы оксида лития в месторождениях альбит-сподуменовых пегматитов достигают первых миллионов тонн. Редкометалльные пегматиты также могут служить источниками попутных элементов – тантала, ниобия, цезия и бериллия. Например, ресурсы лития в редкометалльных пегматитах месторождения Гринбушес (Австралия) составляют 0.85 млн тонн, а в пегматитах месторождения Кинг Маунтин (США) – 0.32 млн тонн [Kesler et al. 2012].

Среди редкометалльных пегматитовых месторождений северо-восточной части Балтийского щита к наиболее масштабным относится Колмозерское месторождение лития с попутными Nb, Ta и Be (рис. 1). Оно является крупнейшим месторождением редкометалльных пегматитов России, на долю которого приходится 26% запасов лития страны [Быховский, Архипова, 2016]. Редкометалльные альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения локализованы в метагabbро-анортозитах Патчемварекского массива в зоне сочленения региональных структур архейского возраста – Мурманского блока и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья.

Колмозерское месторождение альбит-сподуменовых пегматитов им. А.Е. Ферсмана было открыто в 1947 г. сотрудниками Кольского филиала АН СССР А.А. Чумаковым и И.В. Гинзбург. Разведка редкометалльных жил проводилась Октябрьской экспедицией под руководством В.В. Фиженко и Е.Б. Гуптор (1948 г.) и геологоразведочной партией Северо-Западного геологического управления (1949–1953 гг.) под руководством К.К. Судиславлева, В.И. Шмыгалева, Е.А. Гедовиуса и И.А. Матроза. В 1953 г. запасы Li, Nb, Ta и Be Колмозерского месторождения были утверждены Государственной комиссией по запасам. В 1958–1959 гг. геологоразведочной партией Северо-Западного геологического управления (СЗГУ) под руководством С.И. Эвенчика были исследованы глубокие горизонты жил альбит-сподуменовых пегматитов (до 550 м), что позволило в 1961 г. утвердить новые запасы лития, ниобия, тантала и бериллия.

В ходе геологической съемки было установлено, что альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского литиевого месторождения пространственно ассоциируют с пегматитами мусковит-полевошпатового и полевошпатового типа. Пегматиты мусковит-полевошпатового состава впервые были закартированы в 1953 г. Е.А. Гедовиу-

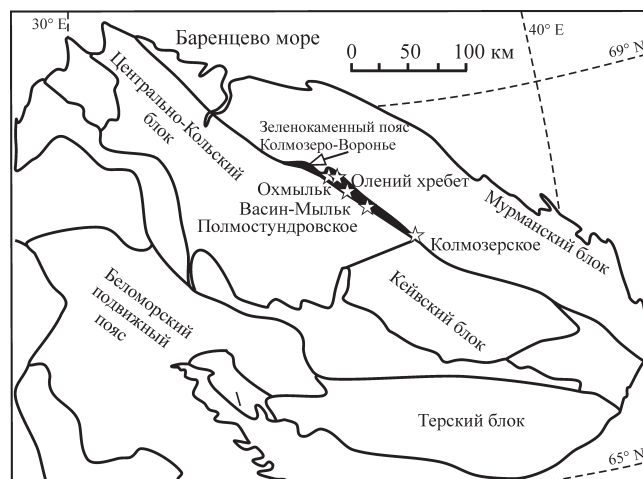


Рис. 1. Размещение месторождений редкометалльных пегматитов (звездочки) на схематической геологической карте Кольского полуострова.

Fig. 1. Location of rare metal pegmatite deposits (asterisks) on the schematic geological map of Kola Peninsula.

сом. Полевошпатовые пегматиты с бериллом были впервые выявлены в 1956 г. в ходе геологической съемки М-ба 1 : 50 000, которая проводилась под руководством Н.А. Карпинской. Согласно результатам поисково-съемочных работ в пределах Колмозерского пегматитового поля были выделены Колмозерский рудный узел, сложенный пегматитами альбит-сподуменового и мусковит-полевошпатового типов, и Бериллиевый рудный узел, сложенный пегматитами полевошпатового состава.

Строение жил альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, минералогия, химический состав пород впервые были изучены А.И. Гинзбург (1948–1949 гг.) и А.Б. Наливкиным (1956–1957 гг.). В дальнейшем исследования Н.А. Солодова, К.А. Власова, А.Ф. Соседко, В.В. Матиаса, И.В. Гинзбург, В.В. Гордиенко, И.В. Белькова, А.М. Заседателева, А.А. Кременецкого и других геологов были направлены на изучение пегматитов Колмозерского пегматитового поля. При этом исследование альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения имело первостепенное значение. Основные направления исследований включали: изучение строения жильных тел, особенностей химического состава различных типов пегматитов и их минералогии. Было установлено, что, как и в других регионах мира, жилы альбит-сподуменовых и мусковит-полевошпатовых пегматитов с повышенными содержаниями Li, Nb, Ta и Be приурочены к породам основного состава – амфиболитам, габбро и анортозитам. Перспективные в отношении редкометального оруденения пегматиты содержат

минералы-индикаторы: альбит, золотисто-зеленый мусковит, сине-зеленый апатит, микроклин с повышенными содержаниями Li и Rb и мусковит с повышенными содержаниями Ta_2O_5 и Nb_2O_5 . При этом во вмещающих породах отмечается турмалин и холмквистит. По простираению Колмозерского пегматитового поля выявлена зональность, которая выражается в смене полевошпатовых пегматитов телами мусковит-полевошпатовых и альбит-сподуменовых пегматитов. Изучение вещественного состава жильных тел показало, что от полевошпатовых к альбит-сподуменным пегматитам уменьшается содержание Ca, Fe, Mg, Ti и отмечается рост Be, Li, Ta и Nb. В этом же направлении происходит усложнение структурно-минералогических парагенезисов, типичных для каждого типа пегматитов. Всего в пегматитах было установлено 64 минеральных вида и изучен состав породообразующих, рудных и некоторых редких минералов и содержание в них элементов-примесей. В то же время, несмотря на многочисленные исследования, вопросы, связанные с возрастом формирования различных типов пегматитов, их генезисом, характером распределения редкоземельных и ряда редких элементов в пегматитах, выявлением геохимических критериев редкометалльного оруденения, оставались нерешенными или дискуссионными.

Изучение пегматитов Колмозерского месторождения не проводилось с 70-х годов XIX века и было возобновлено сотрудниками ГИ КНЦ РАН по инициативе академика РАН Ф.П. Митрофанова в связи с необходимостью уточнения прогнозных запасов Li и сопутствующих элементов (Be, Nb, Ta) в пределах структуры Колмозеро-Воронья. Выполненные исследования направлены на доизучение минерального и редкоэлементного состава различных типов пегматитов, и включали изучение геохимии высокзарядных элементов (Hf, U, Th, Y, Zr и REE) и закономерностей их распределения с рудными (Li, Nb, Ta, Be, Cs) и **крупноионными литофильными** (Ba, Sr, Rb) элементами. Полученные результаты могут быть использованы для выявления геохимических критериев рудоносности жильных тел. Данные по содержанию высокзарядных и редкоземельных элементов в различных типах пегматитов приведены впервые.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОЛМОЗЕРСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ И ВОЗРАСТ СЛАГАЮЩИХ ЕГО ПОРОД

Колмозерское пегматитовое поле имеет протяженность около 20 км и ширину ≈ 15 км. Оно расположено в непосредственной близости от регионального глубинного разлома, отделяющего Мурманский блок от зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, и ограничено на северо-западе и юго-востоке Колмозерским и Иоканьгским разломами,

соответственно [Белолипецкий и др., 1980]. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья состоят метаморфизованные и деформированные вулканогенно-осадочные породы, которые прорываются разновозрастными интрузиями от ультраосновного до кислого состава. Супракrustальный комплекс Колмозеро-Воронья, формирование которого происходило 2.92–2.79 млрд лет назад, состоят четыре свиты: лязозерская (нижняя терригенная толща), полмостундровская (коматиит-толеитовая серия), вороньетундровская (базальт-андезит-дацитовая серия) и червуртская (верхняя терригенная толща) [Белолипецкий и др., 1980, Ранний докембрий, 2005].

В строении пегматитового поля принимают участие тоналит-трондьемитовые гнейсы Мурманского блока, которые прорываются интрузиями разновозрастных габбродиоритов, габбро-анортозитов, пегматитов и габбродолеритов (рис. 2). Мурманский блок в основном сложен тоналит-трондьемитовыми гнейсами, гранито-гнейсами, плагиогранитными и гранитными мигматитами, включающими реликты супракrustальных образований и тела эндербитов и чарнокитов. Породы метаморфизованы в условиях высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации с сохранением на отдельных участках реликтов гранулитовой фации [Минц, 2010]. Изотопный возраст цирконов из ортогнейсов дацитового состава, определенный U-Pb методом, составляет 2879 ± 9 млн лет [Петровский и др., 2012].

В пределах Колмозерского пегматитового поля тоналит-трондьемитовые гнейсы Мурманского блока прорываются Колмозерской многофазной дифференцированной интрузией, сложенной габбродиоритами, монцодиоритами и гранодиоритами (2.73 млрд лет; [Кудряшов и др., 2013]), и интрузивными массивами габбро-анортозитов – Патчемварекского, Северного и других, меньших по площади тел. Породы Колмозерского массива и метагаббро-анортозиты были деформированы и метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Изотопный возраст кристаллизации цирконов из габбро-анортозитов Патчемварекского массива определен как 2661.8 ± 7.1 млн лет (SIMS, U-Pb; [Вревский, Львов, 2016]). Согласно этим данным, цирконы с возрастом в 2925 ± 7 млн лет и 2935 ± 8 млн лет (U-Pb, TIMS; [Кудряшов, Мокрушин, 2011]) из габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов, соответственно, рассматриваются как захваченные из вмещающих пород. Полученные результаты [Вревский, Львов, 2016] указывают на более молодой возраст метагаббро-анортозитов относительно вмещающих пород и согласуются с находками ксенолитов мигматизированных тоналит-трондьемитовых гнейсов и пород зеленокаменного комплекса в северо-восточной и юго-западной краевой части Патчемварекского массива (С.И. Эвенчик, 1958–1959 гг.).

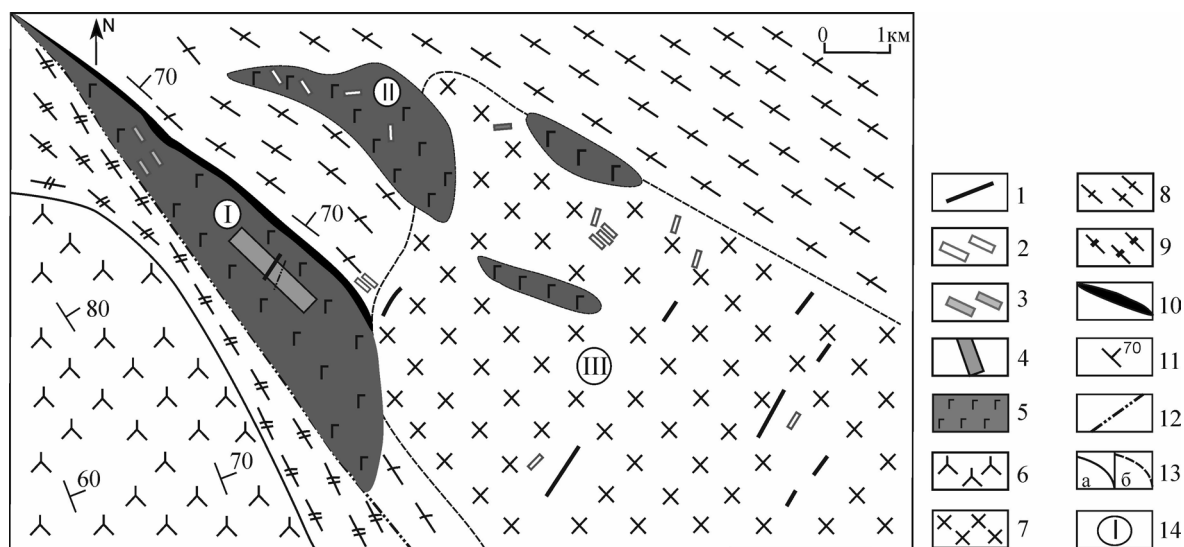


Рис. 2. Схема геологического строения Колмозерского пегматитового поля (составлена А.М. Заседателевым, с авторскими упрощениями).

1 – дайки габбродолеритов; 2–4 – пегматиты: 2 – полевошпатовые, 3 – мусковит-полевошпатовые, 4 – альбит-сподуменовые; 5 – метагаббро-анортозиты; 6 – щелочные граниты Западных Кейв; 7 – метагаббродiorиты; 8 – тоналит-тронджемитовые гнейсы; 9 – вулканогенно-осадочный комплекс Колмозеро-Воронья; 10 – хлоритовые и холмквиститовые сланцы; 11 – элементы залегания гнейсовидности; 12 – тектонические нарушения; 13 – геологические границы: а) установленные, б) предполагаемые; 14 – массивы: I – Патчемварекский, II – Поросозерский, III – Колмозерский.

Fig. 2. Schematic geological map of Kolmozerskoe pegmatite field (composed by A.M. Zasedatelev, with author's simplifications).

1 – gabbrodolerite dikes; 2–4 – Pegmatites: 2 – feldspar, 3 – muscovite-feldspar, 4 – albite-spodumene; 5 – metagabbro-anorthozites; 6 – alkaline granites of Western Keivy; 7 – metagabbrodiorites; 8 – tonalite-trondhjemite gneiss; 9 – volcano-sedimentary complex of Kolmozero-Voron'ya; 10 – chlorite and holmquistite schists; 11 – bedding of gneissosity; 12 – tectonic faults; 13 – geological boundaries: a) fixed, b) prospective; 14 – massifs: I – Patchemvaretsky, II – Porosozersky, III – Kolmozersky.

Все вышеперечисленные породы прорываются жилами пегматитов. Альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского месторождения, локализованные в метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива, представлены 12-ю крупными и многочисленными мелкими плитообразными жилами, залегающими несогласно с вмещающими породами и крутопадающими на юго-запад (45–70°) (рис. 3а, б). Простираение жил северо-западное (300–310°). Крупные жилы имеют длину ~ 1400 м, мощность от 5 до 65 м и прослеживаются на глубину более 500 м. Жилы имеют апофизы, раздувы и пережимы. Альбит-сподуменовые пегматиты содержат ксенолиты метаморфизованных и рассланцованных вмещающих пород, что свидетельствует о внедрении пегматитового расплава в измененные в процессе метаморфизма и неоднократных деформаций габбро-анортозиты Патчемварекского массива. Контакты пегматитов с метагаббро-анортозитами четкие, резкие, интрузивные, иногда тектонизированные. В зонах эндоконтакта отмечается развитие тонкоиглочатого холмквистита и биотита. Редкометалльные пегматиты катаклазированы, разбиты трещинами, по которым наблюдается смещение отдельных блоков. Жилы пегматитов секутся дайками габбродоле-

ритов, предположительно палеозойского возраста. В зоне контакта метагаббро-анортозитов с тоналит-тронджемитовыми гнейсами Мурманского блока отмечается зона метасоматитов, сложенная хлоритовыми и холмквиститовыми сланцами, которые, по данным В.В. Гордиенко [1970], представляют собой продукты гидротермального изменения метагаббро-анортозитов в процессе пегматитообразования. Метасоматиты не образуют сплошных контактовых ореолов вокруг жил пегматитов. Они приурочены к тектонически ослабленной зоне северо-западного простираения, осложняющей структуру Колмозерского месторождения и наиболее благоприятной для циркуляции постмагматических растворов.

Жилы мусковит-полевошпатовых пегматитов отмечаются в метагаббро-анортозитах массива Безьямьянного, являющегося продолжением Патчемварекского массива. Полевошпатовые пегматиты широко распространены к северу от Колмозерского литиевого месторождения. Они залегают в породах Колмозерского массива гранодиоритов, тоналит-тронджемитовых гнейсах Мурманского блока и метагаббро-анортозитах массива Северного. Секущих взаимоотношений между пегматитами различных типов не установлено (см. рис. 2).

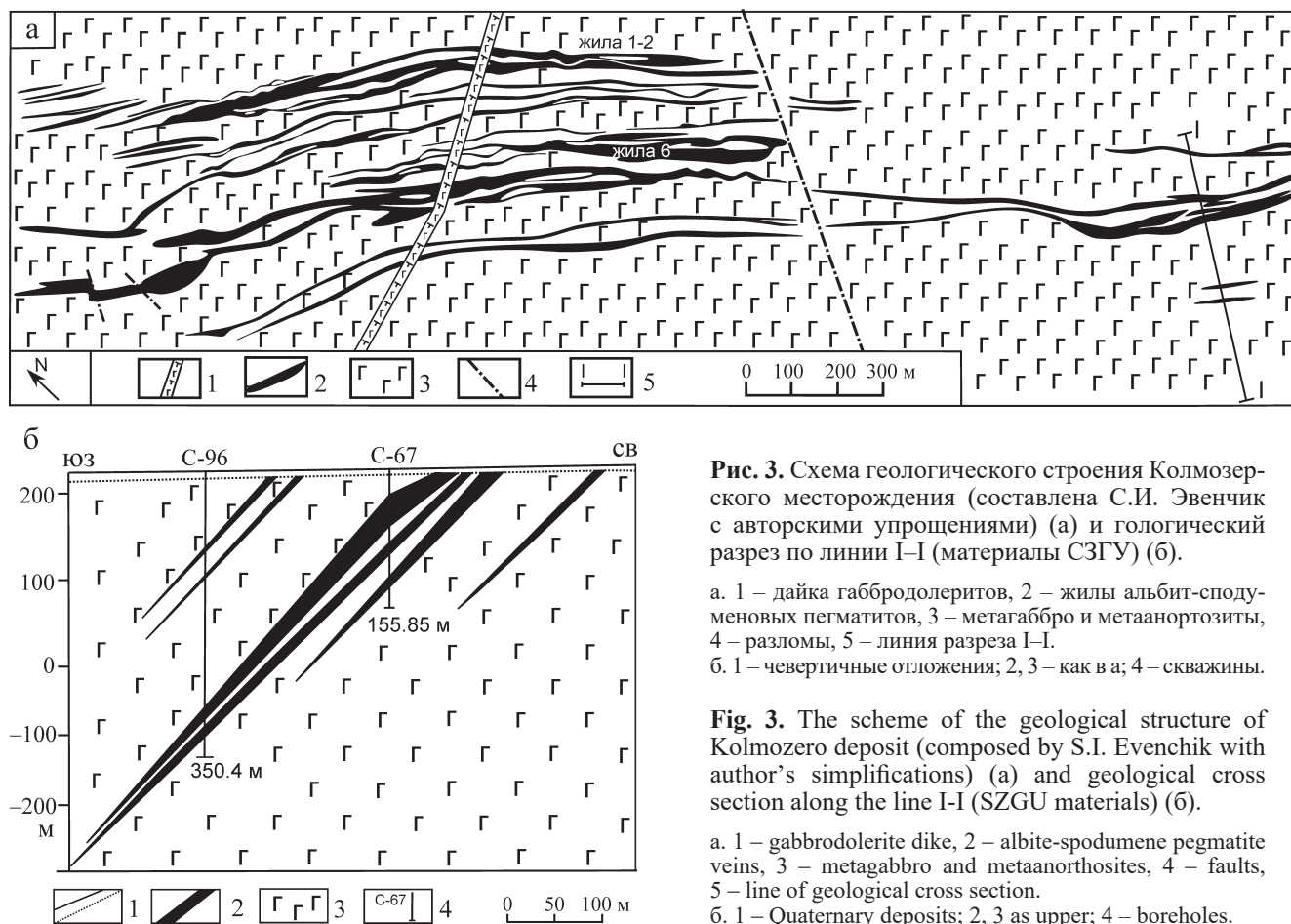


Рис. 3. Схема геологического строения Колмозерского месторождения (составлена С.И. Эвенчик с авторскими упрощениями) (а) и геологический разрез по линии I-I (материалы СЗГУ) (б).

а. 1 – дайка габбродолеритов, 2 – жилы альбит-сподуменовых пегматитов, 3 – метагаббро и метаанортозиты, 4 – разломы, 5 – линия разреза I-I.

б. 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – как в а; 4 – скважины.

Fig. 3. The scheme of the geological structure of Kolmozero deposit (composed by S.I. Evenchik with author's simplifications) (a) and geological cross section along the line I-I (SZGU materials) (b).

а. 1 – gabbrodolerite dike, 2 – albite-spodumene pegmatite veins, 3 – metagabbro and metaanorthosites, 4 – faults, 5 – line of geological cross section.

б. 1 – Quaternary deposits; 2, 3 as upper; 4 – boreholes.

Несмотря на значительный объем данных по изотопно-геохронологическому изучению магматизма северо-восточной части Балтийского щита современными методами [Баянова и др. 2002], возраст формирования редкометалльных пегматитов изучен недостаточно. Кроме Колмозерского месторождения, в пределах структуры Колмозеро-Воронья имеются месторождения редкометалльных пегматитов – Охмыльк, Васин-Мыльк (Вороньегундровское), Олений хребет и Полмостундровское, с Ве-Та-Nb-Li-Cs-минерализацией [Пожиленко и др., 2002; Коровин и др., 2003]. По данным А.А. Полканова и Э.К. Герлинга [1960], изотопный возраст редкометалльных пегматитов из этих месторождений, определенный Rb-Sr методом по мусковиту, лепидолиту и микроклину, варьирует в широких пределах – от 2600 до 1930 млн лет. Новые геохронологические данные указывают на более молодой возраст редкометалльных пегматитов Колмозерского месторождения по сравнению с пегматитами месторождения Васин-Мыльк. Изотопный U-Pb возраст колумбита-(Mn) из альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения по верхнему пересечению дискордии с конкордией определен в 2315 ± 10 млн лет ($СКВО = 0.34$) [Морозова и др., 2017]. Изотопный U-Pb возраст

микролита из редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк с продуктивной ассоциацией лепидолит-альбит-микроклин-сподумен-поллуцит составляет 2454 ± 8 млн лет [Кудряшов и др., 2015]. Аналогичные возрастные соотношения установлены в Восточно-Саянском пегматитовом поясе, где сподумен-петалитовые пегматиты Вишняковского месторождения (1.47 млрд лет) моложе сподуменовых пегматитов месторождения Гольцового (1.69 млрд лет) [Загорский и др., 2014]. Данные по возрастной геохронологической оценке полевошпатовых и мусковит-полевошпатовых пегматитов отсутствуют.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач проводились структурно-метаморфические, петрографические и геохимические исследования. Геохимические исследования пород проведены по валовым пробам массой 20–80 кг. Концентрации оксида лития определены методом пламенной эмиссионной спектроскопии в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты). Концентрации рудных элементов – Nb и Ta и редких элементов, включая редкоземельные, – методом масс-спектропии с ин-

дуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре высокого разрешения Element-II в Аналитическом Центре Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0.005 до 0.1 мкг/г, точность анализа – 2–7 отн. %. Определение содержания Be и B проведено методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELAN-9000 DRC-e (Perkin Elmer, USA) в лаборатории химических и оптических методов анализа Института химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева (г. Апатиты). Точность проводимых измерений подтверждена посредством анализа государственных стандартных образцов состава ГСО 812-75, ГСО 8670-2005 и ГСО 519-84П. Петрографический состав пегматитов был изучен на микроскопе Axioplan-2.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

На основании минерального состава и структурно-текстурных особенностей среди жильных образований Колмозерского пегматитового поля выделены альбит-сподуменовые, мусковит-полевошпатовые и полевошпатовые типы пегматитов. Принятое деление пегматитовых жил соответствует выделению типов пегматитов, предложенных ранее И.В. Гинзбургом, К.К. Судиславлевым, Е.А. Гедовисом, Н.В. Карпинской и В.В. Гордиенко [Гордиенко, 1970].

Альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой лейкократовые породы с неоднородной структурой, закономерно меняющейся от мелкозернистой в краевой зоне до пегматоидной и блоковой в центральной. Основные породообразующие минералы пегматитов представлены кварцем (30–35%), плагиоклазом (30–35%), калиевым полевым шпатом (10–25%), сподуменом (~20%) и мусковитом (5–7%). Рудные минералы: сподумен, колумбит-(Mn), танталит и берилл. Наиболее распространенные второстепенные и акцессорные минералы: литиофилит, биотит, турмалин, апатит, спессартин, сфалерит, пирит. Вторичные минералы представлены фосфатами и цеолитами.

Наиболее характерной особенностью текстурно-структурного строения жил альбит-сподуменовых пегматитов является слабо выраженная зональность. Аплитовая оторочка (зона-I) кварц-плагиоклазового состава мощностью от 3 до 5 см развита фрагментарно на контакте с метагаббро-анортозитами. Зона-II среднезернистого кварц-мусковит-полевошпатового агрегата с сине-зеленым апатитом и розовато-бурым спессартином мощностью до 30 см прерывиста по простиранию (рис. 4а). Основной объем жил (до 85–90%; зона-III) составляет крупно- и гигантозернистый кварц-сподумен-

полевошпатовый пегматит с бериллом, колумбитом, танталитом и досковидными кристаллами зеленоватого сподумена, достигающими 1.5 м в длину (рис. 4б). В этой зоне отмечаются участки блокового микроклина и кварца (рис. 4в, г). Кварцевое ядро, по данным бурения, наблюдалось только в одной жиле.

Мусковит-полевошпатовые пегматиты отличаются от альбит-сподуменовых пегматитов повышенным содержанием калиевого полевого шпата и мусковита. На долю микроклина приходится 35–50%, содержание кварца варьирует от 25 до 30%, плагиоклаза – от 15 до 30%, а мусковита – от 5 до 10%. Берилл и минералы группы колумбита-танталита являются типичными рудными минералами. Сподумен отмечается крайне редко. Наиболее характерные акцессорные минералы – розовато-бурый спессартин, сине-зеленый апатит и черный турмалин (шерл).

Основной объем жил пегматитов составляет грубозернистый мусковит-полевошпатовый агрегат. Средняя мощность жил варьирует от 5 до 20 м, а протяженность достигает 250 м.

Полевошпатовые пегматиты характеризуются высоким содержанием полевых шпатов при преобладании микроклина (30–60%) над плагиоклазом (10–30%). Содержание кварца варьирует от 30 до 40%. Среди рудных минералов отмечается берилл, редко колумбит-(Mn). Наиболее распространенные акцессорные и второстепенные минералы: биотит, турмалин, спессартин, ильменит, магнетит, ильменорутит, молибденит и пироксенол.

Основная часть плитообразных жил сложена полевошпатовым агрегатом средне- крупнозернистой структуры, с участками пегматоидной, блоковой и графической. Жилы пегматитов имеют резкие секущие контакты с вмещающими породами. Протяженность жил составляет первые сотни метров, мощность – до 40 м.

Согласно классификациям Н.А. Солодова [1962] и К.А. Власова [1961], по внутреннему строению жил и соотношению породообразующих минералов пегматиты Колмозерского месторождения относятся к альбит-сподуменовому типу. По классификации Р. Černý [2005] пегматиты Колмозерского месторождения соответствуют альбит-сподуменовому подтипу семейства LCT (литий-цезий-тантал), а по классификации Е.В. Загорского с соавторами [2003] – литиевому типу подформации сподуменовых пегматитов.

Слабо выраженное зональное строение альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения является характерной чертой многих литиевых пегматитов. Примерами слабо зональных редкометалльных пегматитов могут служить пегматиты крупнейшего в мире литиевого месторождения Кингс Маунтин (США; [Kesler et al. 2012]), пегматиты литиевого месторождения

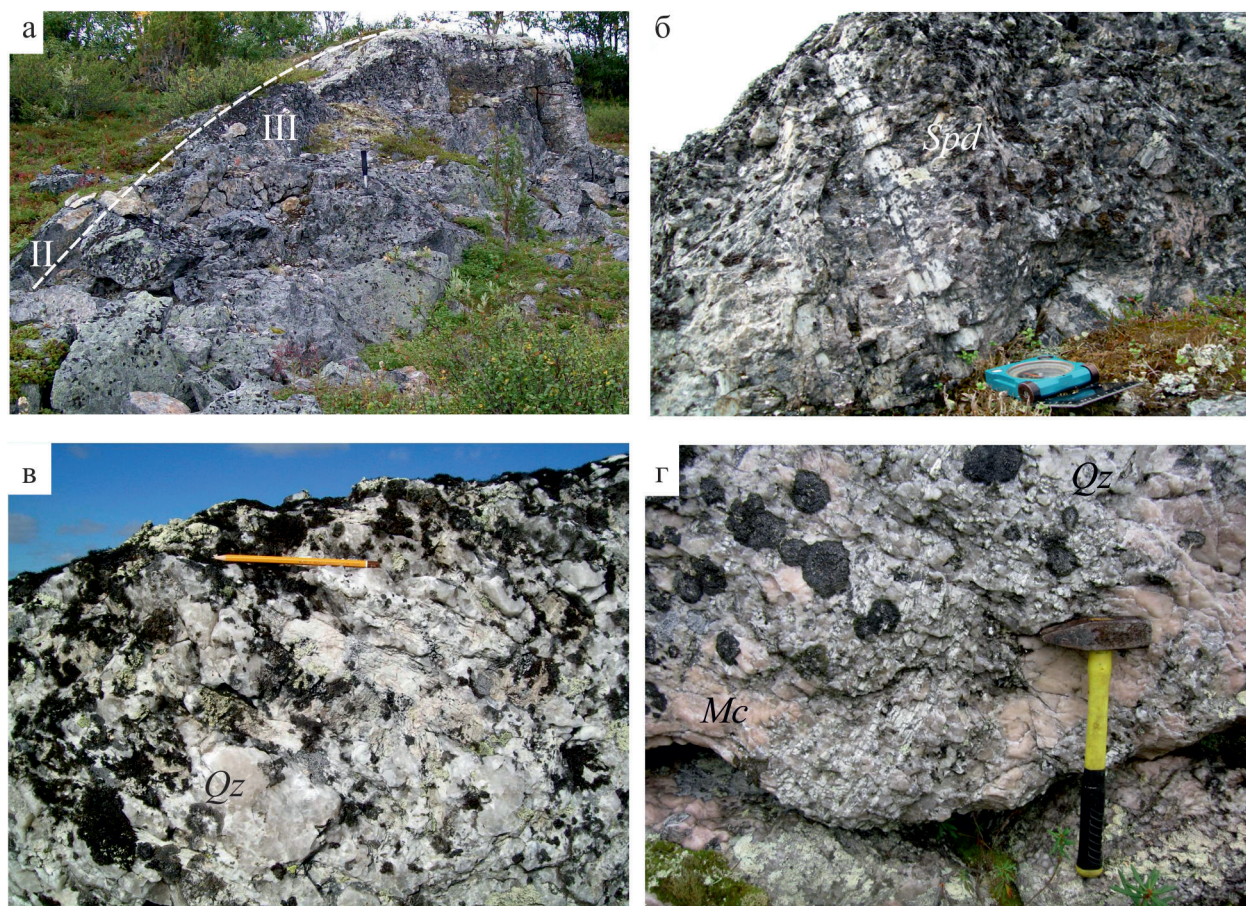


Рис. 4. Строение жил альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского литиевого месторождения.

а – II – зона среднезернистого кварц-мусковит-полевошпатового агрегата, III – зона кварц-сподумен-полевошпатового пегматита; б – мегакристаллы сподумена (*Spd*); в – блоковый кварц (*Qz*); г – блоковый микроклин (*Mc*).

Fig. 4. Structure of albite-spodumene pegmatite veins in Kolmozero lithium deposit.

а – II – zone of medium-grained quartz-muscovite-feldspar aggregate, III – zone of quartz-feldspar-spodumene pegmatite; б – spodumene (*Spd*) megacrystals; в – block quartz (*Qz*); г – block microcline (*Mc*).

Вольта Гранде (Бразилия; [Lagache, 1997]), а также Тастыгского, Урикского, Гольцового и Ташелгинского месторождений (Россия; [Загорский и др., 2014]). Например, основной объем (75–80%) жил редкометалльных пегматитов Вольта Гранде сложен кварц-сподумен-альбит-микроклиновым пегматитом с мусковитом, в котором кристаллы сподумена достигают 50–100 см в длину [Lagache, 1997]. Крутопадающие жилы редкометалльных пегматитов Ташелгинского месторождения в основном сложены крупнозернистым кварц-сподумен-микроклин-альбитовым пегматитом с мусковитом [Владимиров и др., 2012].

РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПЕГМАТИТОВ

Данные по содержанию петрогенных и редких элементов в альбит-сподуменовых пегматитах приведены в таблицах 1 и 2 соответственно. Пегмати-

ты альбит-сподуменного типа характеризуются высокими содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 , низкими – TiO_2 , CaO и MgO и **превышением закисного железа над окисным**. Na_2O преобладает над K_2O . Содержание P_2O_5 (0.15 мас. %) близко к кларку гранита (0.16 мас. %; [Виноградов, 1962]), а содержание F (0.01 мас. %) – более низкое (0.08 мас. %; [Виноградов, 1962]). Такой состав летучих компонентов обеспечивает присутствие в породах апатита и отсутствие в них топаза [Webster et al., 1997]. Концентрация бора (6.53 г/т) в 2.3 раза ниже кларка гранита (15 г/т; [Виноградов, 1962]). Содержание породообразующих оксидов в рассматриваемых пегматитах аналогично таковому для пегматитов альбит-сподуменного типа ([Chachowsky, 1987]; табл. 1).

Литий в рассматриваемых пегматитах образует собственные минералы – сподумен и литиофилит, и присутствует в качестве примеси в слюдах и полевых шпатах. При этом основная часть ли-

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов (мас. %) в альбит-сподуменовых пегматитах Колмозерского месторождения

Table 1. Petrogenic elements (wt %) in the albite-spodumene pegmatites of the Kolmozero deposit

Компоненты	Kl-121/1	Kl-8/2	Kl-ГХ-11	Kl-9	Kl-8/1	Kl-ГХ-23	Kl-11a	Kl-121/8a		
	зона I	зона III								
	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11
SiO ₂	75.91	72.22	74.08	73.06	74.47	72.46	74.05	74.42	73.82	73.70
TiO ₂	<0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	14.02	15.90	16.12	16.89	15.08	17.36	16.48	16.57	16.34	16.53
Fe ₂ O ₃	0.00	0.18	0.10	0.00	0.14	0.10	0.00	0.00	0.07	0.18
FeO	1.65	1.33	1.16	1.59	1.62	1.61	1.92	2.01	1.61	0.08
MnO	0.05	0.09	0.08	0.12	0.09	0.11	0.11	0.18	0.11	0.16
MgO	0.08	0.04	0.04	0.04	0.07	0.11	0.07	0.02	0.06	0.05
CaO	0.00	0.04	0.10	0.07	0.02	0.11	0.00	0.02	0.05	0.13
Na ₂ O	4.20	3.29	4.04	4.57	3.29	2.87	1.94	1.08	3.01	3.78
K ₂ O	2.46	4.22	1.33	0.62	1.13	0.73	1.23	1.11	1.48	1.73
H ₂ O ⁻	0.17	0.20	0.20	0.16	0.18	0.16	0.12	0.20	0.17	н.о.
H ₂ O ⁺	1.08	0.85	0.74	0.53	0.49	0.56	0.35	0.52	0.58	0.10
P ₂ O ₅	0.09	0.16	0.14	0.29	0.14	0.11	0.08	0.13	0.15	<0.01
CO ₂	<0.16	<0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	<0.10	0.05	Н.о.
F	0.033	0.008	0.018	0.012	0.013	0.020	0.013	0.015	0.01	Н.о.
Cl	<0.004	0.007	0.007	<0.004	0.01	0.010	<0.004	<0.004	0.01	Н.о.
Собщ	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03	Н.о.
Li ₂ O	0.10	0.95	2.02	2.28	2.38	3.23	3.27	3.73	2.55	1.41
Сумма	100.08	99.72	100.32	100.41	99.56	99.87	100.05	100.17	100.01	98.23
Mg/Li	1.04	0.06	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01	0.04	0.09

Примечание. 10 – средний состав альбит-сподуменовых пегматитов, зона III; 11 – средний состав пегматитов альбит-сподуменового типа [37]; Н.о. – элемент не определялся.

Note. 10 – the average composition of albite-spodumene pegmatites, zone III; 11 – the average composition of pegmatites, albite-spodumene type [37]; Н.о. – not analyzed.

тия содержится в сподумене. Минералы группы танталита-колумбита являются основными концентраторами тантала и ниобия, а берилл – бериллия. Цезий содержится в калиевом полевошпате и мусковите, а цирконий и гафний – в цирконе. Уран образует собственные минералы – уранинит, а также входит в состав пирохлора и микролита. Стронций и барий рассеяны в полевых шпатах, а рубидий, аналогично цезию, – в калиевом полевошпате и мусковите. Редкоземельные элементы концентрируются преимущественно в гранате, пирохлоре и ильменорутиле, а иттрий – в апатите.

В альбит-сподуменовых пегматитах от аплитовой зоны к зоне крупно-гигантозернистого пегматита отмечается рост концентраций Li₂O и уменьшение величины индекса фракционирования (отношение Mg/Li). В аплитовой зоне содержание Li₂O составляет 0.1 мас. %, а отношение Mg/Li – 1.04. В центральных частях жил содержание Li₂O повышается до 2.55 мас. %, а отношение Mg/Li снижается до 0.04. Максимальные концентрации лития в альбит-сподуменовых пегматитах достигают величины 17326 г/т. По содержанию лития изученные породы

сопоставимы с пегматитами альбит-сподуменового типа (5110–10310 г/т; [Chachowsky, 1987]).

На бинарных диаграммах Mg/Li–Li и Mg/Li–Be (рис. 5а, б) фигуративные точки составов пегматитов образуют линейные тренды и показывают обратную зависимость между содержаниями лития (бериллия) и величиной индекса фракционирования (Mg/Li). Снижение величины отношения Mg/Li от полевошпатовых (10.8) к мусковит-полевошпатовым (3.0) и альбит-сподуменным (0.04) пегматитам коррелируется с ростом средних содержаний лития (65, 130 и 12244 г/т соответственно) и бериллия (14, 44 и 142 г/т соответственно) в этих породах. При этом отмечается резкий, почти 100-кратный, рост содержаний лития в альбит-сподуменовых пегматитах по сравнению с мусковит-полевошпатовыми пегматитами. От мусковит-полевошпатовых к альбит-сподуменным пегматитам содержание бериллия также увеличивается в 3 раза.

Несколько иная картина наблюдается по распределению ниобия и тантала в породах (рис. 5в, г). Альбит-сподуменные (Nb = 81 г/т; Ta = 59 г/т) и

Табл. 2. Содержание редких и редкоземельных элементов (г/т) в альбит-сподуменовых (1–5), мусковит-полевошпатовых (6–9) и полевошпатовых (10–11) пегматитах, кларке гранита (12, [5])**Table 2.** Rare and earth elements (ppm) in albite-spodumene (1–5), muscovite-feldspar (6–9) and feldspar (10–11) pegmatites, clark for granite (12, [5])

Компоненты	Kl-8/2	Kl-ГХ-23	Kl-9	Kl-8/1	Kl-ГХ-11	Б-10-2	Б-10-1	Б-10-3	Б-10-4	Kl-5/2-ГХ	Kl-5/2a	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rb	1653	385	263	412	706	708	Н.о	Н.о	234	554	722	200
Sr	15.3	3.5	15.4	11.9	7.8	6.15	8.37	7.91	3.24	57	140	300
Y	0.20	0.20	0.46	0.46	0.20	0.99	0.48	0.66	0.18	3.7	2.8	34
Zr	4.6	8.5	22	1.94	3.6	34.78	9.33	18.16	23.83	22	3.3	200
Nb	61	168	90	27	60	58.12	80.95	30.97	65.13	51	8.5	20
Cs	40	17.1	13.2	15.8	29	18.67	0.69	1.89	15.02	10.8	17.1	5
Ba	20	1.90	18.20	7.60	7.60	5.81	<5.00	<5.00	<5.00	149	742	830
La	0.31	0.15	0.98	0.84	0.28	0.21	0.25	0.29	0.13	2.4	6.7	60
Ce	0.50	0.21	1.21	0.77	0.61	0.55	0.42	0.58	0.23	3.9	12.1	100
Pr	0.071	0.029	0.15	0.16	0.066	0.06	0.06	0.06	0.03	0.48	1.74	12
Nd	0.21	0.11	0.46	0.54	0.24	0.22	0.21	0.20	0.09	1.69	5.0	46
Sm	0.036	0.035	0.076	0.11	0.046	0.16	0.13	0.18	0.05	0.47	1.0	9
Eu	0.007	<0.005	0.018	0.017	<0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.21	1.5
Gd	0.042	0.030	0.096	0.11	0.033	0.25	0.19	0.17	0.06	0.53	0.73	9
Tb	0.005	0.006	0.014	0.013	0.007	0.06	0.03	0.03	0.01	0.11	0.11	2.5
Dy	0.037	0.028	0.064	0.070	0.035	0.23	0.11	0.12	0.04	0.52	0.51	6.7
Ho	0.007	0.006	0.010	0.013	0.008	0.02	0.01	0.01	0.01	0.084	0.09	2
Er	0.021	0.017	0.030	0.040	0.018	0.05	0.02	0.03	0.01	0.26	0.24	4
Tm	<0.005	<0.005	<0.005	0.005	<0.005	0.006	<0.005	0.005	<0.005	0.061	0.04	0.3
Yb	0.020	0.015	0.018	0.029	0.018	0.02	0.02	0.03	0.01	0.43	0.26	4
Lu	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	<0.005	0.061	0.04	1
Hf	0.62	1.79	3.1	0.37	0.55	4.05	2.22	3.03	5.45	2.3	0.17	1
Ta	46	157	54	16.2	22	20.55	132.28	29.28	244.36	15.3	3.2	3.5
Th	0.36	2.5	2.4	0.21	1.05	1.01	1.41	1.26	3.42	2.4	1.25	18
U	1.08	5.0	9.3	0.7	4.8	6.9	3.59	2.12	4.22	6.7	1.59	3.5
Be	Н.о	99.7	172.0	109.8	185.3	н.о	92.2	5.30	35.1	13.7	Н.о	5.5
B	Н.о	8.35	5.13	1.04	11.6	н.о	1.38	0.43	2.31	13.3	Н.о	15
(La/Yb) _N	10.53	6.89	27.69	19.42	10.38	5.81	7.62	6.57	8.98	3.73	17.46	Н.о
Eu/Eu*	0.16	0.12	0.29	0.23	0.11	0.06	0.14	0.15	0.17	0.41	0.77	Н.о

мусковит-полевошпатовые (Nb = 59 г/т; Ta = 107 г/т) пегматиты имеют сопоставимые содержания этих элементов. В полевошпатовых пегматитах содержания Nb (30 г/т) и Ta (9.3 г/т) **значительно ниже**. Величина отношения Nb/Ta для альбит-сподуменовых (1.69), мусковит-полевошпатовых (1.18) и полевошпатовых (3.00) пегматитов меньше, чем для кларка гранита (5.7).

Полевошпатовые пегматиты отличаются от альбит-сподуменовых и мусковит-полевошпатовых пегматитов повышенными содержаниями Sr и Ba, а мусковит-полевошпатовые и альбит-сподуменовые пегматиты имеют сопоставимые содержания этих элементов (рис. 5д, е). Содержание Ba в полевошпатовых пегматитах (446 г/т) многократно превышает таковые в альбит-сподуменовых (11 г/т) и мусковит-полевошпатовых (5 г/т) пегматитах. Распределение Sr в породах имеет аналогичную тенденцию. Альбит-сподуменовые (10.8 г/т) и мусковит-полевошпатовые (6.4 г/т) пегматиты резко деплетированы Sr по сравнению с полевошпатовыми (98 г/т) пегматитами. Для пегматитов значимая

отрицательная корреляция устанавливается между $Mg/Li-Li$ ($r = -0.65$) и $Mg/Li-Li$ ($r = -0.73$), а значимая положительная корреляция – между $Mg/Li-Sr$ ($r = 0.72$) и $Mg/Li-Ba$ ($r = 0.61$) и $Mg/Li-Sr$ ($r = 0.96$).

Альбит-сподуменовые пегматиты ((La/Yb)_N = 6.86–27.69) характеризуются умеренно дифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов, нормированных к хондриту (рис. 6). Европиевая аномалия – отрицательная (Eu/Eu* = 0.39–0.65), а цериевая аномалия слабо отрицательная или отсутствует (Ce/Ce** = 0.49–1.07). Наличие отрицательной европиевой аномалии при низких концентрациях Sr свидетельствует о фракционировании плагиоклаза при обогащении расплава несовместимыми компонентами [Кокс и др, 1982]. Отрицательная цериевая аномалия указывает на окислительные условия во время редкометалльной минерализации [Garba, 2003]. Мусковит-полевошпатовые пегматиты ((La/Yb)_N = 5.81–8.98) имеют слабо дифференцированный спектр распределения REE, на котором проявлены: отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* = 0.10–0.50) и

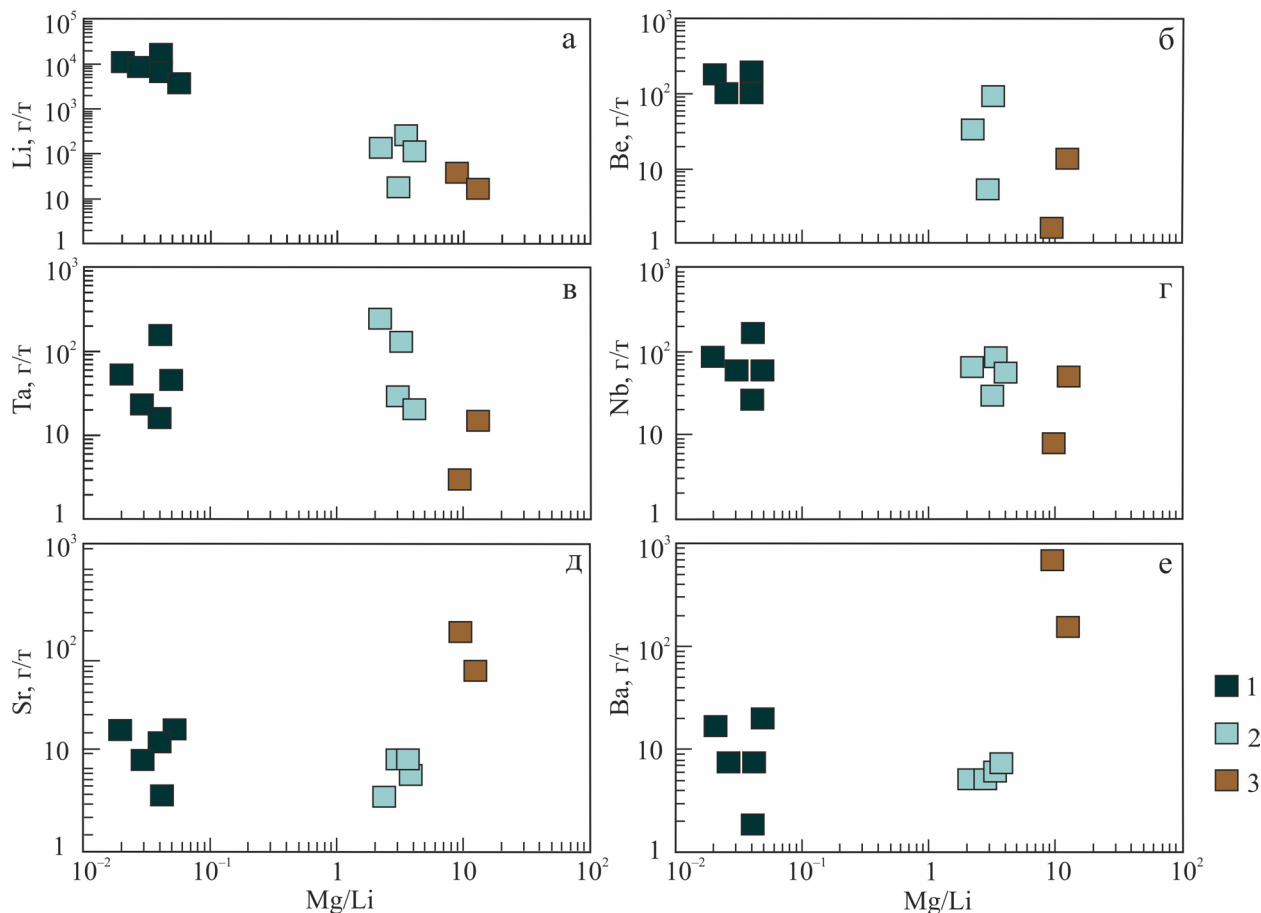


Рис. 5. Положение точек составов пегматитов на бинарных диаграммах: Mg/Li–Li (а), Mg/Li–Be (б), Mg/Li–Ta (в), Mg/Li–Nb (г), Mg/Li–Sr (д), Mg/Li–Ba (е).

Пегматиты: 1 – альбит-сподуменовые; 2 – мусковит-полевошпатовые; 3 – полевошпатовые.

Fig. 5. Composition of pegmatites on binary diagrams: Mg/Li–Li (a), Mg/Li–Be (б), Mg/Li–Ta (в), Mg/Li–Nb (г), Mg/Li–Sr (д), Mg/Li–Ba (е).

Pegmatites: 1 – albite-spodumene; 2 – muscovite-feldspar; 3 – feldspar.

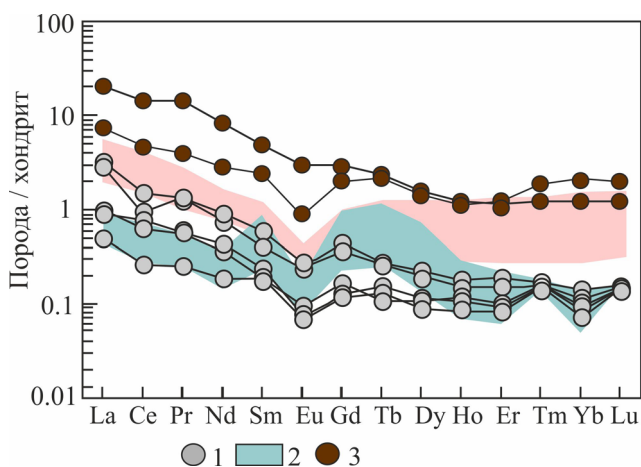


Рис. 6. Распределение редкоземельных элементов в пегматитах Колмозерского пегматитового поля. Нормировано на хондрит [Boynnton, 1984].

Для сравнения (красное поле) показано распределение REE в редкометаллических пегматитах Коктогайского месторождения по [Zhu et al., 2006]. Пегматиты: 1 – альбит-сподуменовые, 2 – мусковит-полевошпатовые, 3 – полевошпатовые.

Fig. 6. Distribution of rare earth elements in the Kolmozero pegmatites. Normalized to the composition of chondrite [Boynnton, 1984].

For comparison the distribution of REE in Koktogay rare metal pegmatites (red field) is given [Zhu et al., 2006] Pegmatites: 1 – albite-spodumene; 2 – muscovite-feldspar; 3 – feldspar.

положительные перегибы на участках Gd–Tb–Dy и Sm, отсутствующие на спектре REE альбит-сподуменовых пегматитов. Такая конфигурация

графиков обусловлена относительно повышенными содержаниями средних лантаноидов. Подобные спектры распределения REE типичны для ред-

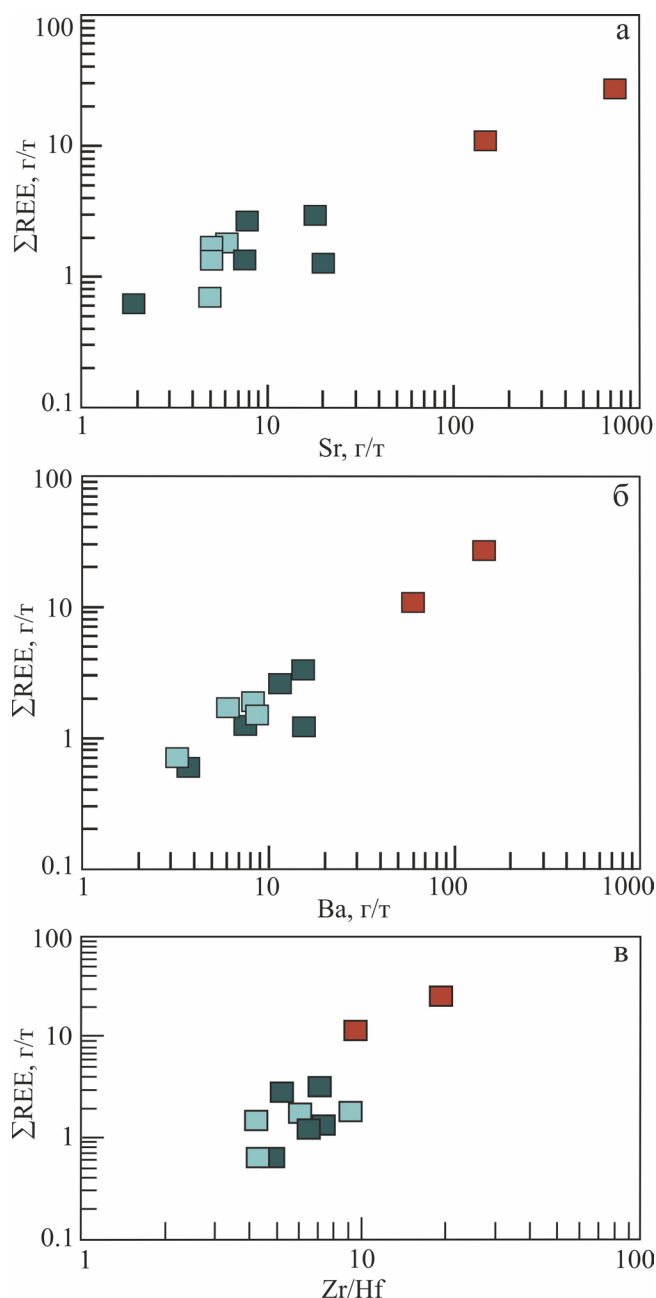


Рис. 7. Положение точек составов пегматитов на бинарных диаграммах: REE–Sr (а), REE–Ba (б), REE–Zr/Hf (в).

Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 7. Composition of pegmatites on binary diagrams: REE–Sr (a), ΣREE–Ba (б), REE–Zr/Hf (в).

Legend in Fig. 5.

кометаллических пегматитов, например для пегматитов комплексного типа (Li, Be, Ta, Nb) всемирно известного Коктогайского месторождения (Алтай, северо-западный Китай; [Zhu, 2006]).

Полевошпатовые пегматиты, аналогично альбит-сподуменовым пегматитам имеют умеренно

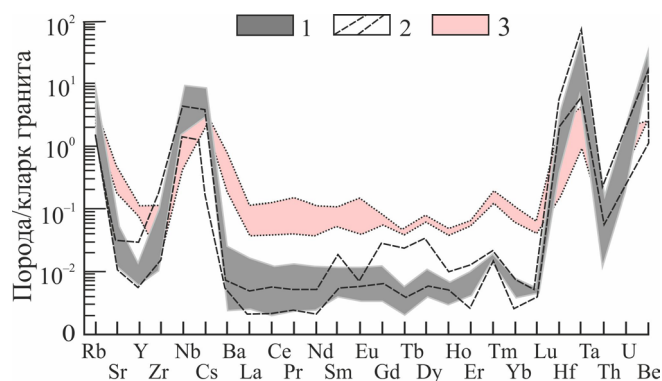


Рис. 8. Распределение редких элементов в пегматитах Колмозерского пегматитового поля. Нормировано на кларк гранита [Виноградов, 1962].

Пегматиты: 1 – альбит-сподуменовые, 2 – мусковит-полевошпатовые, 3 – полевошпатовые.

Fig. 8. Distribution of rare elements in the Kolmozero pegmatites. Normalized to the composition of кларк гранита [Vinogradov, 1962].

Pegmatites: 1 – albite-spodumene, 2 – muscovite-feldspar, 3 – feldspar.

дифференцированный спектр распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_N = 3.73–17.46$) с отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.38–0.77$) и отличаются повышенными содержаниями как легких, так и тяжелых лантаноидов.

На бинарных диаграммах: ΣREE –Sr, ΣREE –Ba и ΣREE –Hf/Zr (рис. 7а–в) фигуративные точки составов пегматитов полевошпатового, альбит-сподуменного и мусковит-полевошпатового типа образуют линейные тренды. При этом фигуративные точки составов мусковит-полевошпатовых и альбит-сподуменовых пегматитов располагаются в едином поле, что указывает на сопоставимые содержания ΣREE , Ba, Sr и величины индекса фракционирования в рассматриваемых пегматитах. Снижение суммы редкоземельных элементов от полевошпатовых пегматитов ($\Sigma REE = 19.9$ г/т) к мусковит-полевошпатовым ($\Sigma REE = 1.4$ г/т) и альбит-сподуменовым ($\Sigma REE = 1.8$ г/т) пегматитам сопровождается снижением в этом же направлении содержаний Sr, Ba и величины индекса фракционирования Zr/Hf. Содержание Y закономерно снижается от полевошпатовых (3.2 г/т) к мусковит-полевошпатовым (0.58 г/т) и альбит-сподуменовым (0.30 г/т) пегматитам.

Нормированные к кларку гранита мультиэлементные спектры несовместимых элементов рассматриваемых типов пегматитов имеют сходную конфигурацию и показывают положительные аномалии Rb, Nb–Cs, Hf–Ta и Be (рис. 8). Содержание Sr, Y, Zr, Ba, REE и Th во всех типах пегматитов ниже, а содержания Rb, Cs, Nb, Ta и Be выше, чем в кларке гранита. Содержания лития в полевошпатовых (65 г/т), мусковит-полевошпатовых (130 г/т) и

альбит-сподуменовых (12 244 г/т) пегматитах в несколько раз превышают содержания этого элемента в кларке гранита (20 г/т; [Виноградов, 1962]). Величина отношения Th/U **показывает относительное** снижение от полевошпатовых (1.8) к мусковит-полевошпатовым (1.7) и альбит-сподуменовым (1.3) пегматитам и значительно ниже, чем для кларка гранита (5.1).

Вмещающие породы, расположенные в зонах контакта с жилами различных типов пегматитов, несут повышенные концентрации лития. Трондьемитовые гнейсы Мурманского блока ($Li = 36.2\text{--}97.5$ г/т) содержат лития в несколько раз больше, чем архейская континентальная кора (22 г/т; [Тейлорб Мак-Ленан, 1988]). Анализ показал, что в метагаббро-анортозитах Патчемварекского массива концентрации лития более чем в десять раз превышают кларк основных пород (15 г/т; [Виноградов, 1962]) и достигают 446 г/т.

Проведенные исследования показали, что альбит-сподуменные, мусковит-полевошпатовые и полевошпатовые пегматиты, так же как и другие редкометалльные пегматиты мира [Cerny, 1991; Загорский и др., 1997; Zhy, 2006] имеют черты, типичные для редкометалльных пегматитов – повышенные содержания Li, Be, Nb и Ta при относительно пониженных содержаниях крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокозарядных (Y, REE) элементов и низких величинах индексов фракционирования (Zr/Hf; Mg/Li). По содержанию рудных (Nb, Ta), крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокозарядных (Y, REE) элементов мусковит-полевошпатовые и альбит-сподуменные пегматиты близки между собой. Различия между этими типами пегматитов заключаются в том, что мусковит-полевошпатовые пегматиты имеют более низкие содержания Li и Be и более высокие величины отношения Mg/Li, чем альбит-сподуменные пегматиты. Полевошпатовые пегматиты по сравнению с альбит-сподуменными и мусковит-полевошпатовыми пегматитами имеют относительно пониженные содержания Li, Nb, Ta, Nb на фоне относительно повышенных содержаний Sr, Ba, Y, REE и величин индексов фракционирования – Zr/Hf и Mg/Li.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Относительно генезиса гранитных пегматитов на сегодняшний день отсутствует единая точка зрения. Существующие модели происхождения гранитных пегматитов основаны на следующих предположениях. Согласно гипотезе А.Е. Ферсмана [1960] гранитные пегматиты являются продуктами кристаллизации остаточной гранитной магмы. Метасоматическая двухэтапная гипотеза А.Н. Заварицкого [1947] предполагает на первом этапе перекристаллизацию (укрупнение зернистости) ис-

ходной породы, близкой по составу к граниту, под воздействием остаточных флюидов в условиях закрытой системы. В течение второго этапа в обстановке открытой системы происходит замещение простых по составу пегматитов новыми минеральными ассоциациями. В гипотезе А.А. Маракушева и Е.Н. Граменецкого [1983] пегматитообразование рассматривается как самостоятельный петрогенетический процесс, в результате которого происходит отщепление от остаточной магмы флюидного расплава по механизму жидкостной несмесимости. Магматогенно-пневматолито-гидротермальная гипотеза, разработанная А.И. Гинзбург [1983], а также Е. Камероном с соавторами [Cameron et al., 19492] включает в себя два этапа. На магматогенном этапе происходит кристаллизация простых пегматитов, на пневматолито-гидротермальном этапе под воздействием глубинных растворов формируются сложные по составу пегматиты. Гипотеза Д. Лондона [2008] основывается на том, что кристаллизация пегматитов происходит из флюидонасыщенных магматических расплавов, обогащенных редкими элементами. Ключевая роль в формировании пегматитов отводится флюидным компонентам, включающим H, F, Cl, P, S и B.

Модели образования редкометалльных пегматитов предполагают их формирование в процессе кристаллизационной дифференциации гранитной магмы в закрытой системе [Küster et al., 2009] или за счет флюидно-магматической дифференциации кислой магмы под воздействием глубинных флюидов [Zagorsky, 2011]. Согласно экспериментальным данным [London, 2008], кристаллизация редкометалльных пегматитов происходила при температуре 300–550°C и давлению 3 кбар. Генезис редкометалльных пегматитов LCT-типа связывают с их кристаллизацией из остаточных гранитных расплавов, обогащенных флюидами (H_2O , F, P, B), снижающих температуру кристаллизации, вязкость и плотность расплава. Источниками для пегматитов LCT-типа могут служить пералюминиевые граниты S- или I-типа, или металюминиевые граниты I-типа. В большинстве случаев формирование пегматитов LCT-типа происходит на синорогенном или позднеорогенном (анорогенном) этапах. [Černý, 1992; Černý, Ercit, 2005].

Существуют различные точки зрения по вопросу генезиса альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения. Согласно ранним взглядам В.В. Гордиенко, формирование альбит-сподуменовых пегматитов происходило при активной роли метасоматических процессов [Гордиенко, 1970]. Более поздние представления В.В. Гордиенко с соавторами о генезисе альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения [Badanina et al., 2015], основанные на результатах распределения REE в различных генерациях минералов группы колумбита-танталита, согласуют-

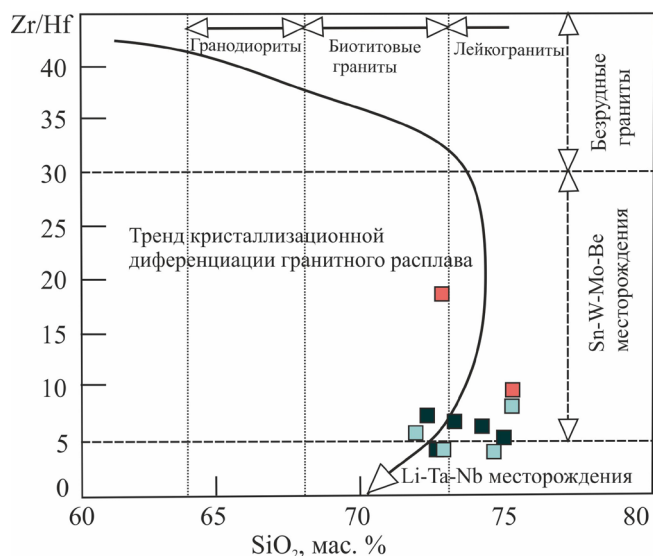


Рис. 9. Классификационная диаграмма $Zr/Hf-SiO_2$ [Зарайский и др., 1982] для пегматитов Колмозерского пегматитового поля.

Условные обозначения см. на рис. 5.

Fig. 9. The classification chart $Zr/Hf-SiO_2$ [Zaraiskii et al., 2009] for Kolmozero pegmatites.

Legend in fig. 5.

ся с точкой зрения о формировании редкометалльных пегматитов из остаточного гранитного расплава в течение двух стадий ранней магматической и поздней гидротермально-метасоматической. Аналогичную точку зрения о формировании альбит-сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения высказывали А.И. Гинзбург [1983] и А.Ф. Солодов [1962].

Согласно результатам, приведенным в данной статье, альбит-сподуменовые пегматиты Колмозерского литиевого месторождения характеризуются повышенными содержаниями Li, Be, Nb и Ta на фоне низких содержаний крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокочargedных (Y, REE) элементов и низких величинах индексов фракционирования (Zr/Hf ; Mg/Li). Приведенные данные могут свидетельствовать о том, что альбит-сподуменовые пегматиты представляют собой высокодифференцированные остатки гранитного расплава. На это указывают и высокие концентрации рудных элементов в изученных пегматитах, увеличение которых происходит к концу процесса пегматитобразования, и низкие содержания Sr, Ba, Y, REE, характерные для глубоко дифференцированных менее вязких гранитных магм, богатых летучими компонентами. Снижение отношений Zr/Hf [Зарайский и др., 2009] и содержаний REE [Cristiansen et al., 1984] отмечается при формировании редкометалльных гранитов и пегматитов в процессе кристаллизационной дифференциации гранитного расплава.

Сходная рудная специализация различных типов рассмотренных пегматитов Колмозерского пегматитового поля может свидетельствовать об их генетическом родстве и формировании пегматитов из единого гранитного источника, обогащенного Li, Be, Nb и Ta. Полевошпатовые пегматиты, вероятнее всего, могут представлять собой наиболее ранние дифференциаты остаточного гранитного расплава. На это указывают повышенные содержания Sr, Ba, Y, REE и относительно высокие величины индексов фракционирования – Mg/Li и Zr/Hf в полевошпатовых пегматитах по сравнению с таковыми в альбит-сподуменовых пегматитах.

Проведенные исследования показали, что мусковит-полевошпатовые пегматиты по содержанию Nb, Ta, Sr, Ba, Y и ΣREE и величине отношения Zr/Hf близки к альбит-сподуменовым пегматитам и отличаются от них более низкими содержаниями Li и Be и более высокими значениями величины отношения Mg/Li . Эти данные, вероятнее всего, могут свидетельствовать о том, что рассматриваемые пегматиты формировались на заключительном этапе пегматитобразования в условиях различных концентраций лития в пегматитовом расплаве. При относительно низких концентрациях лития в пегматитовом расплаве происходит формирование мусковит-полевошпатовых пегматитов, а повышение концентрации лития сопровождается формированием альбит-сподуменовых пегматитов.

Для оценки рудоносности пегматитов был использован индекс редкометалльности (I_r), рассчитанный по формуле ($I_r = F \cdot (Li + Rb + Cs) / (Sr + Ba)$), и классификационная диаграмма $Zr/Hf-SiO_2$ [Зарайский и др., 2009]. Установлено, что величина индекса редкометалльности резко возрастает от полевошпатовых ($I_r = 143$) к мусковит-полевошпатовым ($I_r = 7341$) и альбит-сподуменовым ($I_r = 167321$) пегматитам. На классификационной диаграмме $Zr/Hf-SiO_2$ (рис. 9) фигуративные точки составов альбит-сподуменовых, мусковит-полевошпатовых и полевошпатовых пегматитов располагаются вдоль тренда кристаллизационной дифференциации гранитного расплава. Составы полевошпатовых пегматитов, имеющие повышенные значения отношения индекса фракционирования Zr/Hf , (14.49) располагаются в поле гранитоидов, имеющих металлогеническую специализацию на Be. Составы альбит-сподуменовых ($Zr/Hf = 6.12$) и мусковит-полевошпатовых ($Zr/Hf = 5.79$) пегматитов с относительно пониженными отношениями Zr/Hf , располагаются в едином поле гранитоидов, имеющих металлогеническую специализацию на Li, Nb, Ta и Be.

Таким образом, на основании полученных данных среди пегматитов по редкометалльной минерализации и геохимическим особенностям можно выделить следующие типы: бериллоносные

(полевошпатовые), бериллий-ниобий-танталовые (мусковит-полевошпатовые) и бериллий-тантал-ниобий-литиевые (альбит-сподуменовые) пегматиты. Примерами пегматитовых полей, включающих разнообразные по рудной специализации пегматиты, могут служить пегматиты провинции Йеллоунайф (Канада), провинции Блек-Хилс (США), пегматитовое поле Сомеро-Таммела (Финляндия) и др. В провинции Блек-Хилс (США) Кастерское пегматитовое поле включает литиевые, тантал-бериллиевые и комплексные пегматиты. Пегматитовое поле провинции Йеллоунайф содержит бериллоносные, тантал-ниобий-берилловые и литиевые пегматиты. В пегматитовом поле Сомеро-Таммела отмечаются бериллий-литиевые и цезий-тантал-литиевые пегматиты ([Загорский и др., 1977], и ссылки там же).

ВЫВОДЫ

1. Редкометалльные пегматиты Колмозерского литиевого месторождения являются типичными представителями пегматитов альбит-сподуменового типа. Основной объем слабо зональных рудных тел сложен кварц-сподумен-полевошпатовым пегматитом. Рудные тела альбит-сподуменовых пегматитов несут повышенные содержания Li, Ta, Nb и Be, при этом они обеднены Ba, Sr, Y и REE и имеют низкие величины таких индексов фракционирования, как отношение Mg/Li (≤ 0.05) и Zr/Hf (≤ 7.4) и высокое значение индекса редкометалльности ($Ir = 167\ 321$). Эти геохимические характеристики могут быть использованы в качестве критериев оценки перспективности пегматитовых тел в отношении редкометалльного оруденения.

2. Пространственно совмещенные с Колмозерским литиевым месторождением полевошпатовые и мусковит-полевошпатовые пегматиты, аналогично альбит-сподуменовым пегматитам, имеют черты, типичные для редкометалльных пегматитов – повышенные содержания Li, Be, Nb и Ta при относительно пониженных содержаниях крупноионных литофильных (Sr, Ba) и высокозарядных (Y, Zr, Th, REE) элементов. Среди рассматриваемых пегматитов могут быть выделены бериллоносные (полевошпатовые) и бериллий-ниобий-танталовые (мусковит-полевошпатовые) и бериллий-тантал-ниобий-литиевые (альбит-сподуменовые) пегматиты.

3. Мусковит-полевошпатовые пегматиты по содержанию Nb, Ta, Sr, Ba, Y и ΣREE и величине отношения Zr/Hf близки к альбит-сподуменовым пегматитам и отличаются от них пониженными содержаниями Li и Be и более высокими значениями величины отношения Mg/Li и более низкой величиной редкометалльности ($Ir = 7341$). Полевошпатовые пегматиты характеризуются повышенными содержаниями Sr, Ba, Y, REE, высокими величинами индексов фракционирования – Mg/Li

и Zr/Hf и более низкой величиной редкометалльности ($Ir = 143$).

4. Геохимические данные свидетельствуют о том, что полевошпатовые пегматиты представляют собой менее дифференцированные остатки остаточного гранитного расплава, а альбит-сподуменовые и мусковит-полевошпатовые пегматиты – высокодифференцированные разновидности. Формирование альбит-сподуменовых пегматитов происходило при высоких концентрациях лития в пегматитовом расплаве, а мусковит-полевошпатовых пегматитов – при относительно низких концентрациях лития.

5. Полученные геохимические и минералогические данные указывают на перспективность мусковит-полевошпатовых и полевошпатовых пегматитов в отношении редкометалльного оруденения, что предполагает возможность уточнения прогнозных запасов Li и сопутствующих элементов (Be, Nb, Ta) в пределах Колмозерского пегматитового поля.

Автор выражает благодарность В.Р. Ветрину за обсуждение результатов и ценные замечания, которые способствовали улучшению статьи, Т.Б. Баяновой – за всестороннюю поддержку при проведении исследований и полевых работ и обсуждение полученных результатов, а также П.А. Серову, Е.Л. Кунакузину, Е.С. Борисенко, И.А. Ковалю и студентам АФ МГТУ: А.Н. Кобелевой, А.А. Калинин, В.Е. Чуркину и Д.А. Романюку за участие в полевых работах.

Работа выполнена в рамках госзадания по темам НИР 0231-2015-0001 и 0231-2015-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. (2002) Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Приложение 3. *Геология рудных районов Мурманской области*. Апатиты, КНЦ РАН, 54 с.
- Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А., Антонюк Е.С., Ильин Ю.И. (1980) Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 240 с.
- Быховский Л.З., Архипова Н.А. (2016) Редкометалльное сырье России: перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы. *Разведка и охрана недр*, (11), 26-36.
- Виноградов А.П. (1962) Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, (7), 555-565.
- Владимиров А.Г., Ляхов Н.З., Загорский В.Е., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Исаев В.П., Белозеров И.М., Уваров А.Н., Гусев Г.С., Юсупов Т.С., Анникова И.Ю., Бескин С.М., Шокальский С.П., Михеев Е.И., Котлер П.Д., Мороз Е.Н.,

- Гаврюшкина О.А. (2012) Литиевые месторождения сподуменовых пегматитов Сибири. *Химия в интересах устойчивого развития*, **20**(1), 3-20.
- Власов К.А. (1961) Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* (1), 8-29.
- Вревский А.Б., Львов П.А. (2016) Изотопный возраст и гетерогенность источников габбро-анортозитов массива Патчемварек (Кольский полуостров). *Докл. АН*, **469**(2), 204-209.
- Гинзбург А.И. (1983) Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. *Геология и генезис пегматитов*. Л.: Наука, 96-112.
- Гордиенко В.В. (1970) Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л.: Недра, 240 с.
- Заварицкий А.Н. (1947) О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. *Зап. Всерос. минерал. об-ва*, **76** (1), 37-50.
- Загорский В.Е., Макагон М.В., Шмакин Б.М. (1997) Редкометалльные пегматиты. Новосибирск: Наука. Сиб. предпр. РАН, 285 с.
- Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. (2003) Систематика гранитных пегматитов. *Геология и геофизика*, **44**(5), 422-435.
- Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. (2014) Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы. *Геология и геофизика*, **55**(2), 303-322.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н. (2009) Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометалльных гранитов. *Петрология*, (1), 28-50.
- Кокс. К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. (1982) Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 414 с.
- Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г., Журавлев В.А., Ключникова Г.Н. (2003) Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб., ВСЕГЕИ, 250 с.
- Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В. (2011) Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные. *Петрология*, **19**(2), 173-189.
- Кудряшов Н.М., Петровский М.Н., Мокрушин А.В., Елизаров Д.В. (2013) Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные. *Петрология*, **21**(4), 389-413.
- Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. (2015) Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb исследования микролита. *Докл. АН*, **461**(4), 437-441.
- Маракушев А.А., Граменецкий Е.Н. (1983) Проблемы происхождения пегматитов. *Бюл. МОИП. Отд. Геол.*, (1), 61-70.
- Миц М.В., Сулейманов А.К., Заможная Н.Г. (2010) Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, (1), 407 с.
- Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Базай А.В., Лялина Л.М., Серов П.А., Борисенко Е.С., Кунакузин Е.Л. (2017) Редкометалльные пегматиты Колмозерского литиевого месторождения Арктического региона Балтийского щита: новые геохронологические данные. *Вестн. КНЦ РАН*, (1), 43-52.
- Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Базай А.В. (2012) Внутриплитный магматизм в геологической истории Мурманского неоархейского кратона. *Мат-лы Всерос. конф. Современные проблемы магматизма и метаморфизма*. СПб: Изд-во СПбГУ, (2), 123-126.
- Пожиленко В.И. Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. (2002) Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 359 с.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К. (1960) Применение К-Ar и Rb-Sr методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. *Тр. ЛАГЕД АН СССР*, (9), 4-41.
- Солодов Н.А. (1962) Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, 234 с.
- Ранний докембрий Балтийского щита (Под ред. В.А. Глебовицкого) СПб: Наука, 2005. 711 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир. 383 с.
- Ферсман А.Е. (1960) Избранные труды (VI). Пегматиты (1). Гранитные пегматиты. М.: АН СССР, 739 с.
- Badanina E.V., Sitnikova M.A., Gordienko V., Melcher F., Gabler H.-E., Lodziak J., Syritso L.F. (2015) Mineral chemistry of columbite-tantalite from spodumene pegmatites of Kolmozero, Kola Peninsula (Russia). *Ore Geology Reviews*, (64), 720-735.
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *Rare earth elements geochemistry* (Ed.: P. Henderson). Amsterdam. Elsevier, 63-114.
- Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A.H. Page L.R. (1949) Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol. Mon.*, (2), 115 p.
- Černý P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, **18**(2), 49-67.
- Černý P. (1992) Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatite in the light of current research. *Applied Geochemistry*, (7), 393-416.
- Černý P., Ercit T.S. (2005) Classification of granitic pegmatites: Canadian Mineralogist. V. 43. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits *Geoscience Canada*, **18**(2), 49-67.
- Chachowsky L.E. (1987) Mineralogy, geochemistry and petrology of pegmatitic granites and pegmatites at Red Sucker Lake and Gods Lake, northeastern of Manitoba. *M. Sc. thesis*. Univ. Manitoba. Winnipeg. Canada.
- Christiansen E. H., Bikun J.V., Sheridan M.F. Burt D.M. (1984) Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. *Amer. Mineral.*, **69**, 223-236.
- Garba I. (2003) Geochemical discrimination of newly discovered rare metal bearing and barren pegmatites in the Pan African 600 ± 150 Ma basement of northern Nigeria. *Applied earth science transaction institute of mining and metallurgy*, **13**(112), 287-292.
- Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A.,

- Everson M.P., Wallington T.J. (2012) Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*, **48**, 55-69.
- Küster D., Romer G., Tolessa D., Zerihun D., Bheemalingeswara K., Melcher F., Oberthur T. (2009) The Kenticha rare-element pegmatite, Ethiopia: internal differentiation, U-Pb age and Ta mineralization. *Mineralium Deposita*, 723-750.
- Lagache M. (1997) The Volta Grande pegmatites, Minas Gerais, Brazil: an example of rare-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium. *Canad. Mineral.*, **35**, 153-165.
- London D (2008) Pegmatites. *Canad. Mineral. Special Publication*, (10), 368 p.
- Webster J.D., Thomas R., Rhewde D., Forster H-J., Seltmann R.I. (1997) Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: geochemical evidence for strong enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(13), 2589-2604.
- Zagorsky V.Ye. (2011) On emplacement of compositionally heterogeneous pegmatite melts: petrogenetic implications. *Estudios Geologica Argentina. Serie D. Publication Especial*, **14**, 229-232.
- Zhu Y.-F., Zeng Y., Gu L. (2006) Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. *J. Asian Earth Sciences*, **27**, 61-77.
- Badanina E.V., Sitnikova M.A., Gordienko V.V., Melcher F., Gabler H.-E., Lodziak J., Syritso L.F. (2015) Mineral chemistry of columbite-tantalite from spodumene pegmatites of Kolmozero, Kola Peninsula (Russia). *Ore Geology Reviews*, (64), 720-735.
- Bayanova T.B., Pozhilenko V.I., Smol'kin V.F., Kudryashov N.M., Kaulina T.V., Vetrin V.R. (2012) *Katalog geokhronologicheskikh dannykh po severo-vostochnoi chasti Baltiiskogo shchita. Prilozhenie 3 Geologiya rudnykh raionov Murmanskoi oblasti.* [Catalog of geochronological data for the north-eastern part of the Baltic Shield. Appendix 3. Geology of ore districts of the Murmansk region]. Apatity, KNTs RAN, 54 p. (In Russian)
- Belolipetskii A.P., Gaskelberg V.G., Gaskelberg L.A., Antonyuk E.S., Il'in Yu.I. (1980) *Geologiya i geokhimiya metamorficheskikh kompleksov rannego dokembriya Kol'skogo poluostrova* [Geology and geochemistry of the Early Precambrian metamorphic complexes of the Kola Peninsula]. Nauka Publ., 240 p. (In Russian)
- Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. *Rare earth element geochemistry* (Ed.: P. Henderson). Amsterdam. Elsevier, 63-114.
- Bykhovsky L.Z., Arkhipov N.A. (2016) Rare metal raw materials in Russia: prospects for exploration and development of mineral resource base. *Razvedka i ohrana nedr*, (11), 26-36. (In Russian)
- Cameron E.N., Jahns R.H., McNair A.H., Page L.R. (1949) Internal structure of granitic pegmatites. *Econ. Geol. Mon.*, (2), 115 p.
- Černý P. (1991) Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geoscience Canada*, **18**(2), 49-67.
- Černý P. (1992) Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatite in the light of current research. *Applied Geochemistry*, (7), 393-416.
- Černý P., Ercit T.S. (2005) Classification of granitic pegmatites: Canadian Mineralogist. V. 43. Rare-element granitic pegmatites. Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits *Geoscience Canada*, **18**(2), 49-67.
- Chachowsky L.E. (1987) Mineralogy, geochemistry and petrology of pegmatitic granites and pegmatites at Red Sucker Lake and Gods Lake, northeastern of Manitoba. *M. Sc. thesis*. Univ. Manitoba. Winnipeg. Canada.
- Christiansen E. H., Bikun J.V., Sheridan M.F., Burt D.M. (1984) Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. *Amer. Mineral.*, **69**, 223-236.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. (1982) *Interpretatsiya izverzhennykh gornykh porod* [The interpretation of igneous rocks]. Moscow, Nedra Publ., 414 p. (In Russian)
- Fersman A.E. (1960) *Izbrannye trudy (VI). Pegmatity (I). Granitnye pegmatity* [Selected Works (VI). Pegmatites (I). Granite pegmatites] Moscow, Akad. Nauk SSSR, 739 p.
- Garba I. (2003) Geochemical discrimination of newly discovered rare metal bearing and barren pegmatites in the Pan African 600 ± 150 Ma basement of northern Nigeria. *Applied earth science transaction institute of mining and metallurgy*, **13**(112), 287-292.
- Ginzburg A.I. (1983) Genesis of rare-metal granite pegmatites. *Geologiya i genezis pegmatitov* [Geology and genesis pegmatites]. Leningrad, Nauka Publ., 96-112 (In Russian)
- Gordienko V.V. (1970) *Mineralogiya, geokhimiya i genezis spodumenovyyh pegmatitov* [Mineralogy, geochemistry and genesis of spodumene pegmatites]. Leningrad, Nedra Publ., 240 p. (In Russian)
- Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Everson M.P., Wallington T.J. (2012) Global lithium resources: Relative importance of pegmatite, brine and other deposits. *Ore Geology Reviews*, **48**, 55-69.
- Korovkin V.A., Turyleva L.V., Rudenko D.G., Zhuravlev V.A., Klyuchnikova G.N. (2003) *Nedra Severo-Zapada Rossiiskoi Federatsii* [The bowels of the earth of the North-West Russian Federation]. St-Petersburg., VSEGEI Publ., 250 p. (In Russian)
- Kudryashov N.M., Lyalina L.M., Apanasevich E.A. (2015) Age of rare-metal pegmatite deposits Vasin-Mylk (Kola region): Results of U-Pb geochronological study of microcline. *Dokl. Akad. Nauk*, **461**(4), 437-441. (In Russian)
- Kudryashov N.M., Mokrushin A.V. Mesoarchean gabbroanorthosite magmatism of the Kola region: Petrochemical, geochronological, and isotope-geochemical data. *Petrologiya*, **19**(2), 173-189. (In Russian)
- Kudryashov N.M., Petrovsky M.N., Mokrushin A.V., Elizarov D.V. (2013) Neoproterozoic sanukitoid magmatism in the Kola region: geological, petrochemical, geochronological and isotopic-geochemical data. *Petrologiya*, **21**(4), 389-413. (In Russian)
- Küster D., Romer G., Tolessa D., Zerihun D., Bheemalingeswara K., Melcher F., Oberthur T. (2009) The Kenticha rare-element pegmatite, Ethiopia: internal differentiation, U-Pb age and Ta mineralization. *Mineralium Deposita*, 723-750.
- Lagache M. (1997) The Volta Grande pegmatites, Minas Gerais, Brazil: an example of rare-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium. *Canad. Mineral.*, **35**, 153-165.

- London D (2008) Pegmatites. *Canad. Mineral. Special Publication*, (10), 368 p.
- Marakushev A.A., Gramenetskii E.N. (1983) Problems of the origin of pegmatites. *Bull MOIP. Depart. Geol.*, (1), 61-70. (In Russian)
- Mints M.B., Suleimanov A.K., Zamozhnyaya N.G. (2010) *Glubinnoe stroenie, evolutsiya i poleznye iskopaemye rannedokembriiskogo fundamenta Vostochno-Evropeiskoi platformy: interpretatsiya materialov po opornomu profilyu 1-EB, profilyam 4B u TATSEIS*. [Deep structure, evolution and minerals of the Early Precambrian basement of the East European Platform: Interpretation of materials on the 1-EB profile, profiles 4B and TATSEYS] Moscow, GEOKART: GEOS Publ. (1), 407 p. (In Russian)
- Morozova L.N., Bayanova T.B., Bazai A.V., Lyalina L.M. Serov P.A., Borisenko E.S., Kunakkuzin E.L. (2017) Rare metal pegmatites of the Kolmozerskoe lithium deposits of the Arctic region, the Baltic Shield: New geochronological data. *Vestnik. KNTs RAN*, (1), 43-52. (In Russian)
- Petrovsky M.N., Petrovskaya L.C., Bayanova T.B., Bazai A.V. (2012) In-plate magmatism in the geological history of the Murmansk neo-Archean craton. *Materialy Vseros. Conf. "Sovremennye problemy magmatizma i metamorfizma"* [Proc. All-Russian Conf. "Modern problems of magmatism and metamorphism"] Publishing house of St-Petersburg State University, (2), 123-126. (In Russian)
- Polkanov A.A., Gerling E.K. (1960) The use of K-Ar and Rb-Sr methods for determining the age of Precambrian rocks in the Baltic Shield. *Tr. LAGED Akad. Nauk SSSR*, (9), 4-41. (In Russian)
- Pozhilenko V.I., Gavrilenko B.V., Zhirov D.V., Zhabin S.V. (2002) *Geologiya rudnykh raionov Murmanskoi oblasti* [Geology of ore districts of the Murmansk region]. Apatity, KNTs RAN, 359 p. (In Russian)
- Rannii dokembrii Baltiiskogo shchita (Red. B.A. Glebovitskii) (2005) [The Early Precambrian of the Baltic Shield] (Ed. V.A. Glebovitsky] St-Petersburg, Nauka Publ., 711 p. (In Russian)
- Solodov N.A. (1962) *Vnutrennee stroenie i geokhimiya redkometal'nykh granitnykh pegmatitov* [The internal structure and geochemistry of rare-metal granite pegmatites]. Akad. Nauk SSSR Publ., 234 p. (In Russian)
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1988) *Kontinental'naya kora, ee sostav i evolyutsiya* [The continental crust, its structure and evolution]. Moscow: Mir Publ., 383 p. (In Russian)
- Vinogradov A.P. (1962) The average content of chemical elements in the main types of igneous rocks of the crust. *Geokhimiya*, (7), 555-565. (In Russian)
- Vladimirov A.G., Lyakhov N.Z., Zagorski V.E., Makagon V.M., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., Isupov V.P., Belozero I.M., Uvarov A.N., Gusev G.S., Yusupov T.S., Annikova I.Yu., Beskin S.M., Shokalsky S.P., Mikheev E.I., Kotler P.D., Moroz E.N., Gavryushkina O.A. (2012) Lithium deposits of spodumene pegmatites in Siberia. *Chimiya v interesakh ustoychivogo razvitiya*, **20**(1), 3-20. (In Russian)
- Vlasov, K.A. (1961) Principles of classification of granitic pegmatites and their textural-paragenetic types. *Izv. Akad. Nauk SSSR. Ser. geol.* (1), 8-29. (In Russian)
- Vrevsky A.B., L'vov P.A. (2016) Isotopic age and heterogeneity of sources in Patchemvarek gabbro-anorthosite massif (Kola Peninsula). *Dokl. Akad. Nauk.*, **469**(2), 204-209. (In Russian)
- Webster J.D., Thomas R., Rhewde D., Forster H-J., Seltmann R.I. (1997) Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: geochemical evidence for strong enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**(13), 2589-2604.
- Zagorskii V.E., Makagon M.V., Shmakina B.M. (1997) *Redkometal'nye pegmatity* [Rare metal pegmatites]. Novosibirsk, Nauka Publ. 285 p. (In Russian)
- Zagorskii V.E., Makagon V.M., Shmakina B.M. (2003) The systematics of granitic pegmatites. *Geol. Geoiz.*, **44**(5), 422-435. (In Russian)
- Zagorskii V.E., Vladimirov A.G., Makagon V.M. Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Annikova I.Yu., Shokalsky S.P., Uvarov A.N. (2014) Large fields of spodumene pegmatites under the rifting and post-collisional dislocations of the continental lithosphere. *Geol. Geofiz.*, **55**(2), 303-322. (In Russian)
- Zagorskii V.Ye. (2011) On emplacement of compositionally heterogeneous pegmatite melts: petrogenetic implications. *Estudios Geologicos Argentina. Serie D. Publication Especial*, **14**, 229-232.
- Zaraiskii G.P. Aksyuk A.M., Devyatova V.N. (2009), Zirconium-hafnium indicator for fractionation of rare metal granites. *Petrologiya* (1), 28-50. (In Russian)
- Zavaritskii A.N. (1947) About pegmatites as intermediate formations between igneous rocks and ore veins. *Zapiski Vseros. Mineral. Obshchestva*, **76**(1), 37-50. (In Russian)
- Zhu Y.-F., Zeng Y., Gu L. (2006) Geochemistry of the rare metal-bearing pegmatite No. 3 vein and related granites in the Keketuohai region, Altay Mountains, northwest China. *J. Asian Earth Sciences*, **27**, 61-77.

УДК 553.07(470.5)

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УФАЛЕЙСКОГО ГНЕЙСО-МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) КАК РЕЗУЛЬТАТ ПОЛИХРОННОГО И ПОЛИГЕННОГО ГЕНЕЗИСА

© 2018 г. В. Н. Огородников¹, А. Н. Савичев², Ю. А. Поленов²¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 602016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15²Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30, e-mail: polenov_yu@mail.ru

Поступила в редакцию 15.02.2017 г.; принята к печати 25.04.2017 г.

В настоящей статье по материалам авторов приводятся результаты исследования различных типов жильного кварца эндогенных кварцево-жильных образований Урала. По мере накопления материалов по исследованию различных типов кварца появилась возможность интерпретации полученных данных для расшифровки генезиса кварцево-жильных образований, поскольку содержания структурных примесей в кварце объективно отражают особенности его генезиса и могут быть использованы в качестве критерия прогнозирования и оценки объектов как рудного, так и нерудного минерального сырья. Анализ материалов кварцетрической съемки показал, что кварцевожильные объекты имеют полигенный и полихронный генезис и локализованы в различных структурно-формационных зонах. Это позволяет более целенаправленно осуществлять прогнозирование крупных объектов особо чистого кварца.

Ключевые слова: Уфалейский метаморфический комплекс, кварцевые жилы, генезис, структурные примеси

GEOLOGICAL AND STRUCTURAL POSITION OF QUARTZ-VEIN FORMATIONS OF UFALEI GNEISS-MIGMATITE COMPLEX (THE SOUTHERN URALS) AS A RESULT OF POLYCHRONIC AND POLYGENIC GENESIS

Vitalii N. Ogorodnikov¹, Aleksandr N. Savichev², Yurii A. Polenov²¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia,²The Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg, 620144, Russia, e-mail: polenov_yu@mail.ru

Received 15.02.2017; accepted 25.04.2017

In the present paper by the authors materials are given the investigation results of different types quartz vein from endogenous quartz-vein formations of the Urals. In the course of accumulation of the materials on different types of quartz researches it occurred an opportunity of interpretation the obtained data for deciphering of quartz-vein formation genesis, since the contents of structural impurities in quartz objectively reflect its genesis particularities and can be used as a criteria for forecasting and estimating of objects both of ore and nonmetalliferous mineral products. Analysis of materials quartz-metric survey showed that quartz-vein objects have a polygenic and polychronic genesis and are localized in different structural-formation zones. This makes it possible to more purposefully carry out the forecasting of large objects of extremely pure quartz.

Keywords: The Ufaiei metamorphic complex, quartz veins, genesis, structural admixtures

Acknowledgments

The work was carried out within the framework of the state task on the topic of research № 0393-2018-0031 "Collisional and post-collision ore-forming processes of intraplate mobile belts", the head – doctor of geol. and min. sciences A.Yu. Kisin.

Для цитирования: Огородников В.Н., Савичев А.Н., Поленов Ю.А. (2018) Геолого-структурное положение кварцево-жильных образований Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Южный Урал) как результат полихронного и полигенного генезиса. *Литосфера*, **18**(1), 99–110. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-099-110

For citation: Ogorodnikov V.N., Savichev A.N., Polenov Yu.A. (2018) Geological and structural position of quartz-vein formations of Ufaiei gneiss-migmatite complex (the Southern Urals) as a result of polychronic and polygenic genesis. *Litosfera*, **18**(1), 99–110. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-099-110

ВВЕДЕНИЕ

На рубеже 50–60 гг. прошлого столетия в промышленности начал внедряться новый вид природного кварцевого сырья – гранулированный кварц, на много лет определивший пути развития сырьевой базы для плавки прозрачного кварцевого стекла – особо чистого кварца (ОЧК).

Начало систематического исследования кварца на Урале связано с именем профессора СГИ Г.Н. Вертушкова. В результате совместной работы коллектива кафедры минералогии Свердловского горного института и геологов производственных организаций в период с 1961 по 1966 гг. был разработан метод полевых наблюдений и лабораторных исследований жильного кварца – кварцевометрическая съемка и так называемый “бестехнологический” метод предварительной оценки качества кварцевого сырья [Вертушков и др., 1970; Емлин и др. 1988].

В кварцевом сырье выделяется три группы вредных примесей: 1) твердые минеральные примеси; 2) газовой-жидкие включения (ГЖВ); 3) химические элементные примеси. Твердые минеральные примеси представлены включениями минералов и технологическими примесями, которые в обогащенном кварцевом концентрате практически не допускаются. Сумма должна быть не выше $5 \cdot 10^{-4}$ – $8 \cdot 10^{-3}$ мас. %.

Газовой-жидкие включения строго лимитированы. Их содержание выражается через коэффициент светопропускания (Т%), прямо пропорциональный качеству кварцевого сырья. Требуемое светопропускание зерен кварца – не менее 45–60%.

Наиболее жесткие требования предъявляются к кварцу, применяемому для получения прозрачного кварцевого стекла (плавленного кремнезема). Содержание SiO_2 в исходном кварцевом сырье не должно быть ниже 99,98 %, а количество отдельных элементов не должно превышать следующие пределы (мас. %): железо – $2\text{--}40 \cdot 10^{-4}$, алюминий – $30 \cdot 10^{-4}$, титан – $6 \cdot 10^{-4}$, натрий – $10\text{--}50 \cdot 10^{-4}$, калий – $10\text{--}50 \cdot 10^{-4}$. Суммарное содержание указанных примесей в кварце свыше $8 \cdot 10^{-3}$ не допускается.

В 1990 г. Л.Е. Серковой впервые были изучены кварцево-жильные объекты Кыштымского месторождения с использованием ИКС и ЭПР методов, без разделения их на минералого-технологические типы. Для исследований использовалась аппаратура лаборатории ВНИИСИМСа. ИК-спектры записывались на спектрофотометрах UR-20W и Specord-71 ИК в диапазонах $3200\text{--}3600 \text{ см}^{-1}$, $2000\text{--}4000 \text{ см}^{-1}$. Измерения проводились при комнатной температуре и температуре жидкого азота (77°K) [Серкова, 1990].

Проведение кварцевометрической съемки на площади Уфалейского метаморфического комплекса позволило выявить участки локализации квар-

цевых жил, успешно разрабатываемые и по настоящее время. Имеется большое количество статей и диссертаций, рассматривающих жильный кварц Кыштымского месторождения как однотипный гранулированный, без упоминания о том, что на Кыштымском месторождении локализовано несколько генетических (минералого-технологических) типов жильного кварца, большую часть из которых нельзя называть гранулированным.

Наши исследования установили наличие разновидностей кварца, имеющих различие в текстурно-структурных особенностях, и позволили найти этому генетические объяснения. Нами выделены следующие генетические (минералого-технологические) типы жильного кварца: *слюдяногорский*, *уфалейский*, *егустинский*, *пугачевский*, *кыштымский* и *щербачковский* (табл. 1), каждый из которых имеет свой генезис и детально охарактеризован в наших публикациях [Савичев, 2005; Огородников и др. 2007; Поленов, 2008].

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА

В пределах Уфалейского метаморфического комплекса кварцевые жилы расположены в разных участках очень сложных по своему строению и генетической природе структурно-формационных шовных зон (рис. 1). В карельскую эпоху тектономагматической активизации в пределах Уфалейского метаморфического комплекса зафиксированы процессы регионального метаморфизма от гранулитовой до амфиболитовой фации.

Слюдяногорский минералого-технологический тип жильного кварца является результатом собирательной перекристаллизации с укрупнением зерна ранних прожилков метаморфической дифференциации, располагающихся в долгоживущей Слюдяногорской шовной зоне, заложенной в конце среднего рифея в результате процессов рифтогенеза (грэнвилевская эпоха складчатости – 1000 ± 50 млн лет). В результате собирательной перекристаллизации в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации в зонах ультраметаморфизма при температурах $650\text{--}800^\circ\text{C}$ при относительно высоком давлении (6–10 кбар), образуется кварц гетеробластового, средне-крупнозернистого строения, который претерпел высокотемпературный отжиг (α - β переход), образование трещин “сотового” кварца (рис. 2). Поэтому этот тип кварца характеризуется высокой степенью прозрачности (коэффициент светопропускания $T > 80\%$), но при этом достаточно высокими содержаниями макро- и микропримесей, в том числе структурных элементов-примесей ($\text{Al} > 50\text{--}100 \cdot 10^{-4}$ мас. %). Это привело к отсутствию заинтересованности промышленности в данном типе кварца [Поленов, 2008, Огородников и др., 2014].

Таблица 1. Генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района

Table 1. Genetic typification of vein quartz of the Ufa quartz region

Геодинамический режим, мегацикл	Родоначальный магматический комплекс (возраст)	Генетический формационный тип кварцевых жил	Минералогический технологический тип	Тип кварца по структурным особенностям	Эталонные кварцевые жилы
Метаморфизм карельского мегацикла (2.05–1.75 млрд лет)	Гранито-гнейсы уфалейской свиты (1.85–1.8 млрд лет)	Метаморфогенный, первично-зернистый	Прожилки метаморфической дифференциации	Светло-серый мелко-, среднезернистый (1–3 мм)	—
Рифтогенез рифейского мегацикла (1.35–1.0 млрд лет)	Чусовской комплекс субщелочных гранитоидов, “гиганто-мigmatиты” (1.2–1.1 млрд лет)	Метаморфогенный, вторично-зернистый, перекристаллизованный	Слюдяногорский	Серый полупрозрачный средне-, крупнозернистый грануломорфный (2–10 мм)	Кварцевая жила № 170
Байкальский (кадомский) коллизионный мегацикл (620–500 млн лет)	Битимский комплекс щелочных гранитов, альбититы, карбонатиты (579–533 млн лет)	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый	Уфалейский	Молочно-белый мелкозернистый (1–2 мм)	Кварцевая жила № 175, Беркутинская
Раннепалеозойская ТМА шовных зон (500–450 млн лет)	Козловгорский комплекс щелочных гранитоидов-сиенитов (476–457 млн лет)	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый	Егустинский	Серый, слабо дымчатый тонкозернистый льдистоподобный (0.05–1 мм)	Кварцевые жилы № 191, 192, 414, 2136
Ранняя коллизия палеозойского мегацикла (360–320 млн лет)	Нижеуфалейский комплекс гранитоидов (316–317 млн лет)	Гидротермальный первично-зернистый, гигантозернистый	Пугачевский	Молочно-белый полупрозрачный крупно-, гигантозернистый	Кварцевые жилы П-3, П-21, П-88
Поздняя коллизия палеозойского мегацикла (310–240 млн лет)	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов (267 млн лет)	Метаморфогенный, вторично-зернистый, гранулированный	Кыштымский	Светло-серый полупрозрачный гранулированный среднезернистый (3–5 мм)	Кварцевая жила № 101
Поздняя коллизия палеозойского мегацикла (310–240 млн лет)	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов (267 млн лет)	Гидротермальный первично-зернистый гигантозернистый	Щербаковский	Бесцветный, дымчатый стекловидный, гигантозернистый	Кварцевая жила № 3, Щербаковская

Кварцево-жильные образования, сложенные метасоматическим мелкозернистым жильным кварцем **уфалейского типа**, приурочены к Слюдяногорско-Теплогорской шовой зоне, и их метасоматический генезис связан с альбититами и ураноносными карбонатитами докембрийского возраста (байкальская эпоха складчатости). Наиболее характерной генетической особенностью данной разновидности кварца является полигенный характер его образования и преобразования, фиксируемый по неоднородному строению агрегата, сформированного под влиянием нескольких последующих этапов геологического развития Уфалейского метаморфического комплекса (венд-палеозойского возраста).

Для данного типа вторично-зернистого кварца нельзя применять термин “гранулированный кварц”, так как механизм образования зерен первоначально метасоматический (гранобластовая структура), с последующим метаморфогенным преобразованием.

Целесообразно данный тип структур кварца уфалейского типа называть гетерогранобластовым. Высокобарические ($P = 6–9$ кбар) и высокотемпе-

ратурные ($T = 550–650^{\circ}\text{C}$) условия образования обусловили высокую степень прозрачности кварца ($T = 50–75\%$), и относительно невысокое содержание микропримесей: $\text{Al}_{\text{cp}} = 56 \cdot 10^{-4}$ мас. %

Жилы с микро-тонкозернистым кварцем развиты в центральных частях Уфалейского метаморфического комплекса. Микро-тонкозернистый кварц **егустинского типа** относится к относительно высокотемпературному ($T = 500–650^{\circ}\text{C}$) метасоматическому кварцу, который развивается только по разновидностям кварца слюдяногорского и уфалейского типов в условиях высокого давления ($P > 6$ кбар). Этот тип кварца генетически связан с развитием поздних редкометаллических и редкоземельных карбонатитовых метасоматитов с апатитом, так называемых “нелсонитов”. Высокая фтористость растворов привела к очищению зерен кварца от включений и к образованию особо чистого кварца, сделала его “льдистоподобным”. Светопропускание в этом кварце 68–92%, он характеризуется более низким содержанием примеси алюминия $15–35 \cdot 10^{-4}$ мас. % [Поленов, 2008,

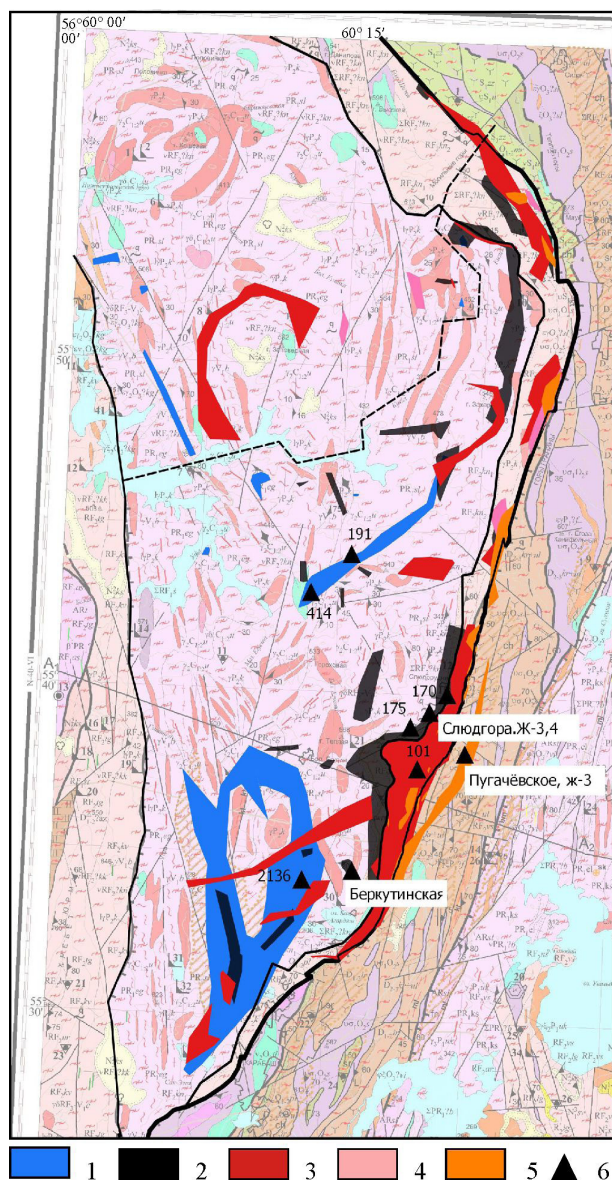


Рис. 1. Распределение генотипов жильного кварца в пределах Уфалейского кварценосного района по материалам кварцеметрической съемки. Геологическая основа – фрагмент геологической карты, лист N-41-I [Кузнецов и др., 2008].

1 – тонкозернистый, егустинский тип; 2 – мелкозернистый, уфалейский тип; 3 – гранулированный, кыштымский тип; 4 – гетерогранобластовый перекристаллизованный, слюдяногорский тип; 5 – шестоватый кварц жил выполнения, щербакровский и пугачевский типы; 6 – эталонные кварцевые жилы, их номера и названия.

Fig. 1. Distribution of quartz vein genotypes in the limits of the Ufaletskiy quartz-bearing area according to the materials of quartz-metric survey. Geological base is a fragment of geological map, sheet N-41-I [Kuznetsov et al., 2008].

1 – thin-grained, Egustinskii type; 2 – fine-grained, Ufaletskii type; 3 – the granulated, Kyshtym type; 4 – heterogranoblasted recrystallized, Slyudyanogorskii type; 5 – columnar quartz of filling veins, Shcherbakovskii and Pugachevskii types; 6 – standard quartz veins, their numbers and names.

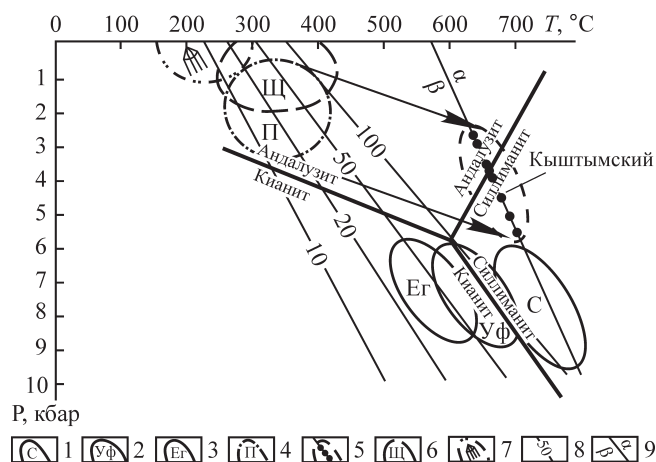


Рис. 2. P-T условия формирования природных кварц-жильных образований различного генезиса. Диаграмма составлена с использованием материалов [Юсупов и др., 1979; Мельников, 1988; Огородников, 1993; Савичев, 2005].

1 – поле развития метаморфогенных кварцевых жил перекристаллизации (слюдяногорский тип); 2 – поле образования гидротермально-метасоматических кварцевых жил (уфалейский тип); 3 – поле формирования гидротермально-метасоматических кварцевых жил (егустинский тип); 4 – поле образования жил выполнения раннеколлизийного этапа (пугачевский тип); 5 – поле метаморфогенного, вторичнозернистого, гранулированного кварца (кыштымский тип). Показаны точки измеренных температур газово-жидких включений в гранулированном кварце [Юсупов и др., 1979]. 6 – поле стекловидного кварца позднеколлизийного этапа (щербакровский тип); 7 – поле образования хрусталеносных гнезд; 8 – изолинии предельного насыщения кварца структурным алюминием (г/т); 9 – граница перехода α - β модификаций кварца.

Fig. 2. P-T conditions of formation of natural quartz-vein formations of different genesis. The diagram is compiled with the usage of materials [Yusupov et al., 1989; Mel'nikov, 1988; Ogorodnikov, 1993; Savichev, 2005].

1 – field of development of metamorphogenic quartz veins of recrystallization (Slyudyanogorsk type); 2 – field of formation of hydrothermal metasomatic quartz veins (Ufaletskii type); 3 – field of formation of hydrothermal-metasomatic quartz veins (Egustinskii type); 4 – field of formation of filling veins of early-collisional stage (Pugachevskii type); 5 – field of metamorphogenic secondary-grained granulated quartz (Pugachevskii type). The points are shown of the measured temperatures of gas-liquid inclusions in granulated quartz [Yusupov et al., 1979]. 6 – field of glass-like quartz of late collisional stage (Shcherbakovskii type); 7 – field of formation of crystal-bearing nests; 8 – isolines of quartz limited saturation with structural aluminum (ppm); 9 – transition boundary of quartz α - β modifications.

Огородников и др., 2014]. Аналогичные кварцевые жилы, сложенные льдистоподобным кварцем, описаны в альбититах высокобарических зон Казахстана [Добрецов, 1963].

Все вышеперечисленные генотипы кварцевых жил были образованы в докембрии в гнейсово-амфиболитовой толще в абиссальных, низкоградиентных

условиях на глубинах более 20 км, что обусловило их высокobarические и высокотемпературные условия образования и преобразования (см. рис. 2).

Молочно-белый кварц жил выполнения **пугачевского типа** – это массивная разновидность кварца от крупной до гигантозернистой структуры, зерна которого содержат большое количество преимущественно первичных мелких и мельчайших газожидких включений, что определяет низкое светопропускание этого кварца ($T = 15\text{--}30\%$). Образование кварца жил выполнения связано со сдвиго-взбросовыми подвижками во время ранней коллизии (360–320 млн лет) вдоль регионально-го Главного уральского разлома (ГУР) и образования кулисообразных жил вмещающих трещин отрыва. Образование жил происходит в приповерхностных условиях, давление не превышает 3 кбар (рис. 3) и температуры 250–400°C. Несмотря на низкий показатель светопропускания относительно низкие температуры растворов обуславливают низкие средние содержания структурного алюминия ($Al = 20.1 \cdot 10^{-4}$ мас. %) [Агеев, 1985; Огородников и др., 2007; Поленов, 2008].

Практическое отсутствие кварцевых жил, сложенных крупнозернистым молочно-белым кварцем в пределах Кыштымского месторождения подтверждает происхождение **“гранулированного” кварца кыштымского типа** по кварцевым телам выполнения молочно-белого кварца. Только к жильному кварцу, слагающему тела кыштымского типа, применим термин “гранулированный” кварц. Кварц этого типа является продуктом рекристаллизации деформированного первично-гигантозернистого кварца жил выполнения раннепалеозойской стадии коллизии в зоне активного воздействия ГУРа под воздействием процессов высокотемпературного дислокационного метаморфизма уровня амфиболитовой фации ($T = 610\text{--}700^\circ\text{C}$ и $P = 2\text{--}5$ кбар), связанного с этапом поздней коллизии (310–240 млн лет).

Грануляция кварца обусловлена наличием градиента температуры, избыточного тектонического напряжения и инициирована его полиморфным $\alpha\text{--}\beta$ превращением с образованием полигональной системы усадочных трещин, аналогичной “сотовому” кварцу камерных пегматитов. Этим и вызвана равномерная зернистость гранулированного кварца [Юсупов и др., 1979; Поленов, 200].

Высокая чистота “гранулированного” кварца обусловлена первичной чистотой кварцевых жил выполнения пугачевского типа (см. рис. 2) и удалением механических примесей при грануляции кварцевых зерен в межзерновое пространство. Содержание валового алюминия $30\text{--}40 \cdot 10^{-4}$ мас. %, структурной примеси алюминия – в пределах $10\text{--}20 \cdot 10^{-4}$ мас. %.

Стекловидный гигантозернистый жильный кварц **щербаковского типа** представляет совокуп-

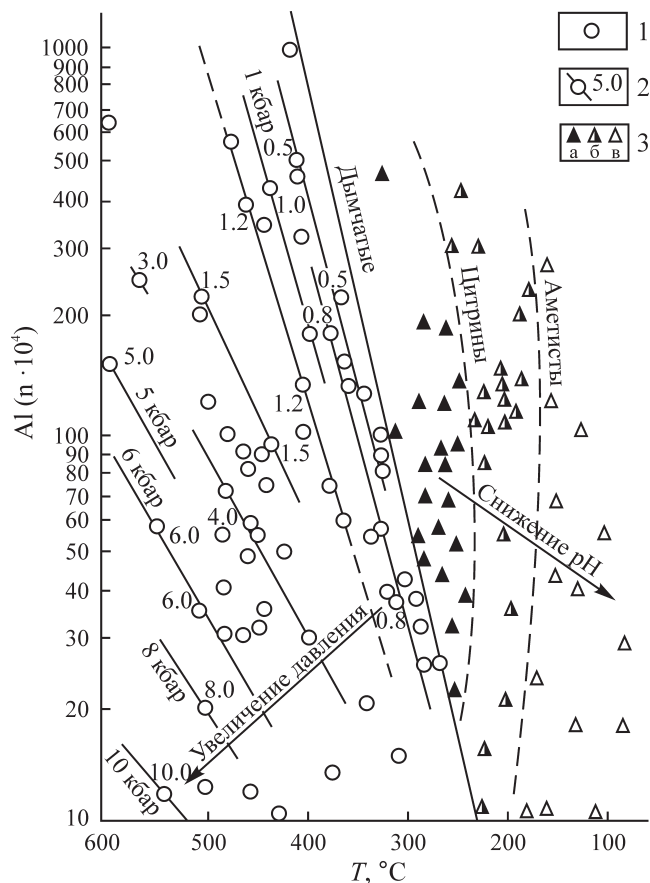


Рис. 3. Зависимость структурной примеси алюминия от P - T - pH параметров образования жильного кварца и кристаллов горного хрусталя [Страшненко, 1990; Огородников, 1993].

1 – жильный кварц; 2 – давление в кбар, при котором образовались кварцевые жилы; 3 – кристаллы горного хрусталя: дымчатые (а), цитрины (б), аметисты и бесцветные разновидности (в).

Fig. 3. Dependence of aluminum structural admixtures upon the P - T - pH formation parameters of vein quartz and the crystals of rock crystal [Strashnenko, 1990, Ogorodnikov, 1993].

1 – vein quartz, 2 – pressure in kbar at which quartz veins have been formed, 3 – the crystals of rock crystal: smoke-colored (a), citrines (b), amethysts and colorless varieties (v).

ность разделенных индукционными поверхностями индивидов размером до 10 см и более по наибольшему сечению. Изучение морфологии, характера срастания и положения индивидов стекловидного гигантозернистого кварца в жильном кварце позволяет утверждать, что формирование агрегата осуществлялось в результате зернистого и друзового роста в открытых полостях, а данный тип жильного кварца является первично прозрачным или слабо замутненным первичными газожидкими включениями. Формирование кварцевых жил щербаковского типа вызвано гидротермальными процессами

при позднепалеозойской коллизии (310–240 млн лет), они относятся к наиболее молодым образованиям и нередко приурочены к зонам локализации жил гранулированного кварца, а в ряде случаев секут их [Огородников и др., 2007, 2014]. Термодинамические условия образования этих жил определяют достаточно высокое предельное количество структурного алюминия ($20\text{--}30 \cdot 10^{-4}$ мас. %), причем преобладает алюминий с Na-Li компенсатором. ИК-спектры стекловидного кварца имеют много общих характеристических особенностей с ИК-спектрами горного хрусталя, что обусловлено близкими термодинамическими условиями их образования (см. рис. 2).

ПАРАМЕТРЫ ОСОБО ЧИСТОГО КВАРЦА

Кварц – основной минерал кварцево-жильных образований многих рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых. Обычные парагенезисы минералов золота, вольфрама, многих сульфидов с кварцем не случайны и определяются особыми свойствами кремнезема, являющегося главной средой, в которой переносятся рудные компоненты и с которой они кристаллизуются в кварцевых жилах. В связи с этим детальное исследование кварца имеет большой практический интерес.

За восьмидесятилетний период детального изучения различных разновидностей кварца уральских месторождений исследователями проведены значительные полевые и лабораторные наблюдения с широким использованием современных методов исследования минералов, что позволило определить с основными параметрами, влияющими на качество особо чистого кварца – сырьевых источников для высококачественных кварцевых концентратов. Минеральными параметрами, характеризующими качество природного кварцевого сырья, являются его химическая чистота, минеральный состав и прозрачность кварца – светопропускание (Т, %).

Содержание структурных примесей в кварце объективно отражает особенности его генезиса и может быть использовано в качестве критерия прогнозирования и оценки объектов в особенности на ранних стадиях геологоразведочных работ. Для этой цели используются высокоточные методы ЭПР и ИК-спектроскопии с помощью которых можно устанавливать содержание основной структурной примеси – алюминия, достигающей 80% от всей суммы примесей.

Концентрация структурно связанного алюминия в кварце снижается с падением температуры и повышением давления в минералообразующей системе (см. рис. 3), что определяется относительным положением кварцево-жильного поля относительно удаленности от кровли гранитных массивов, поверхности высокометаморфизованного гнейсового блока или шовных зон региональных разломов

[Страшенко, Мельников, 1989; Страшенко, 1990; Огородников, 1993].

Важнейшими физико-химическими факторами, определяющими генетический тип месторождений и технологические свойства кварца, являются температура и давление минералообразующего процесса, которые находятся в относительном соответствии с температурой и давлением метаморфизма вмещающих жилы пород. Повышение температуры кристаллизации способствует, а рост давления, наоборот, препятствует вхождению алюминия и щелочей, как основных загрязняющих элементов-примесей, в решетку кварца. Эффект влияния температуры кристаллизации на концентрацию структурных примесей в кварце на порядок превышает эффект влияния давления [Страшенко, 1990; Огородников, 1993].

Определение содержания изоморфных примесей в кварце методом ИКС проводилось на основе измерения концентраций связанных с ними парамагнитных центров. Значения концентрации структурной примеси Al, компенсируемого щелочными ионами для исследованных образцов приведены в табл. 2 [Серкова, 1990].

Чаще кварц жил выполнения позднеколлизийного этапа (щербаковский тип), представленный прозрачным и полупрозрачным крупно- и гигантозернистым агрегатом, отличается повышенным содержанием Al^{3+} (Na, Li), достигающим $(18\text{--}54) \cdot 10^{-4}$ мас. %. Таким кварцем сложены жилы Щербаковская и № 3 Кыштымского месторождения.

Первично-зернистый кварц слагает жилы выполнения, которые на Урале сформировались в раннюю (пугачевский тип) и позднюю (щербаковский тип) коллизии. Этот кварц в зависимости от условий образования может быть молочно-белым крупно-гигантозернистым и стекловидным крупно-гигантозернистым. Внешне отличить эти два вида кварца не представляет никакой проблемы, но разделение их по визуальным наблюдениям на ранне- или позднеколлизийные образования весьма проблематично. В решении этой проблемы должны помочь точные методы исследования жильного кварца.

При внимательном рассмотрении спектров ИКС вторично-зернистого кварца, можно сделать некоторые генетические и практические выводы. Содержание примесей Al^{3+} (Na, Li) в кварце жилы 170 Кыштымского месторождения по сравнению с содержанием примесей в других типах жильного кварца повышено и достигает $13.7 \cdot 10^{-4}$ мас. % (см. табл. 2). Этот параметр является наследственным, поскольку жила 170 слюдногогорского типа образовалась в результате перекристаллизации с укрупнением зерен кварца во вмещающих породах под действием метаморфизма ранней и поздней коллизий.

Жилы гранулированного кварца кыштымского типа характеризуются низким содержанием Al^{3+} (Na, Li), – от 0 до $2.8 \cdot 10^{-4}$ мас. %. Этот тип

Таблица 2. Основные параметры ИК-спектров жильного кварца различных генотипов Уфалейского кварценосного района [Серкова, 1990], с изменениями авторов

Table 2. The main parameters of the IR spectra of vein quartz of different genotypes of the Ufalei quartz region [Serkova, 1990], with the authors' changes

Минералого-технологические типы	№№ жил	ID	Кол-во проб	Площадь полосы поглощения, см ⁻²							
				3375 см ⁻¹		3440 см ⁻¹		3475 см ⁻¹		3640-3680 см ⁻¹	
				ОН-(Al)		ОН-(Al-Na)		ОН-(Al-Li)		HF	
				X _{ср}	σ	X _{ср}	σ	X _{ср}	σ	X _{ср}	σ
Егустинский	191	1	19	9	2.2	—	—	—	—	13.1	6.6
	192	2	10	7.9	3	—	—	—	—	12.1	2.4
	194	3	4	10.6	1.5	—	—	—	—	11.1	3.3
Уфалейский	175	4	20	7.2	1.3	—	—	—	—	8.5	1.1
	179	5	5	7.2	1.7	—	—	—	—	15.2	5.6
	185	6	7	10	2.5	—	—	—	—	23.1	10.2
	4	7	5	18.2	8.6	—	—	—	—	5.2	2.1
	3	8	5	36.4	21	4.9	1.2	5.2	0.9	7.1	3.3
Слюдяногорский	170	9	3	15.2	1.6	2.2	1.3	0.5	0.07	0	—
Щербаковский	3	10	15	25.7	6.2	4.4	2.1	0.9	0.3	0	—
	Щер.	11	5	22.5	2.4	2.8	1.6	0.9	0.2	0	—
Кыштымский	101	12	13	15.3	3	0.6	0.2	—	—	0	—
	21	13	8	19.1	2.3	2.3	0.8	0.3	0.05	0	—
	10	14	4	14.2	2.1	—	—	—	—	0	—
	35	15	3	14.7	1.7	—	—	—	—	0	—
	204	16	2	12.1	2.1	—	—	—	—	0	—
Пугачевский	88	17	10	16.2	2.9	—	—	—	—	0	—

Примечание. Прочерк – нет данных.

Note. Dash – no data.

кварца образовался в результате рекристаллизации гигантозернистого кварца жил выполнения ранней коллизии при высокотемпературном метаморфизме в этап поздней коллизии.

це для их отображения на усредненном разрезе юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса. Схема размещения изученных структурно-формационных зон приведена на рис. 4.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ УФАЛЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Ранее считалось, что кварцевые жилы золото-рудных и редкометалльных месторождений не пригодны для стекловарения. Наши исследования показали, что кварц этих месторождений ничем не отличается от так называемых “безрудных” кварцевых жил. Все исследованные кварцевые объекты Уфалейского метаморфического комплекса группируются нами в пределах однотипных, часто пространственно разобщенных, структурно-формационных зонах.

Жилолокализирующие структуры и структурно-формационные зоны, обладают однотипными геологическим строением, одинаковыми условиями образования кварцевых жил и их последующими изменениями, но пространственно разобщены. В нашем случае, изученные кварцевые жилы располагаются с запада на восток, что позволяет использовать полученные методом ИК-спектроскопии данные по количеству структурных примесей в квар-

Серебрянская структурно-формационная зона (I)

Кварцевые жилы, отнесенные к этому типу разреза, локализованы в центральной части Уфалейского метаморфического комплекса и пространственно приурочены к зоне оперения Серебрянского сдвига-взброса, по которой проходит граница егустинской и слюдяногорской подсвит уфалейской свиты нижнепротерозойского возраста. Граница между этими стратиграфическими элементами выделяется с определенной долей условности и разные авторы трактуют ее по разному [Кузнецов и др., 2008]. Структурно-вещественные комплексы, характеризующие эту часть разреза, представлены отложениями уфалейской свиты. Доминирующая роль здесь принадлежит гнейсовидным плагиоклазовым амфиболитам и их метаморфическим производным, подчиненное значение имеют слюдяные гнейсы, гранито-гнейсы и обычно интенсивно гранитизированные слюдяно-кварцевые сланцы и серые грубосланцевые кварциты. Характерной особенностью кварцево-жильной минерали-

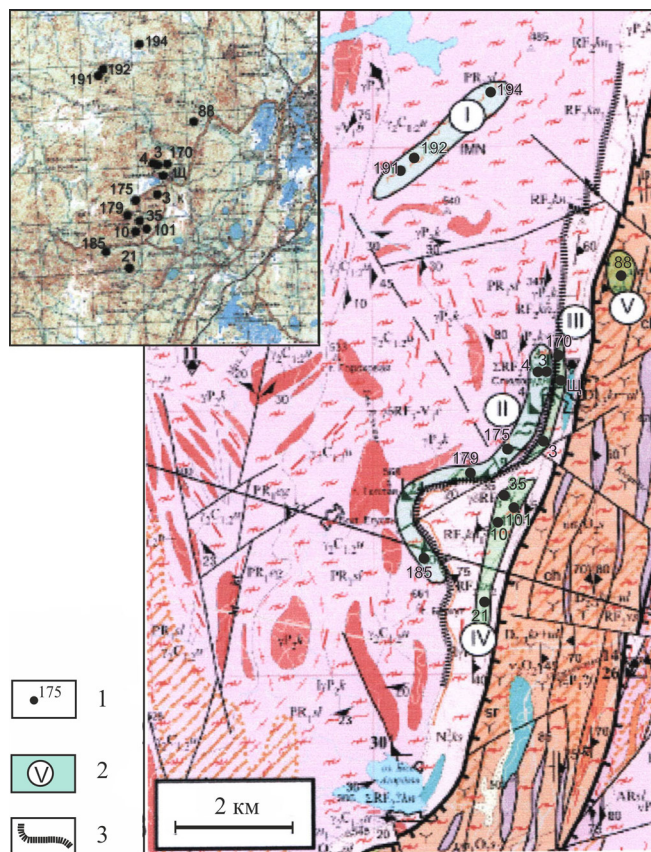


Рис. 4. Схема размещения кварцевых жил, изученных методом ИК-спектроскопии в пределах юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса. Геологическая основа – фрагмент геологической карты, лист N-41-I [Кузнецов и др., 2008].

1 – кварцевые жилы и их номера, 2 – структурно-формационные зоны и их номера, 3 – фрагмент западного борта верхнепротерозойского рифта, Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона.

Fig. 4. Scheme of location of quartz veins studied with IR-spectroscopy method within the limits of south-eastern part of the Ufalet metamorphic complex. Geological basis is a fragment of the geological map N-41-I [Kuznetsov et al., 2008].

1 – quartz veins and their numbers; 2 – structure-formational zones and their numbers; 3 – fragment of western edge of the upper Proterozoic rift, Slyudyanogorsk-Teplogorskaya suture zone.

зации является ее локализация в интенсивно дислоцированных и мигматизированных породах. По своим структурно-текстурным особенностям комплексы, вмещающие жилы кварца, сопоставимы со сложными мигматитами – инъекционными кварцевыми мигматитами агматитовой текстуры. Общим признаком для сложных мигматитов является то, что кварцевые тела занимают осевую часть структурных швов, изначально выполненных гранодио-

ритами (лейкосома) развитыми по амфиболитовому субстрату (палеосома), разгнейсованными более поздними коллизионными процессами.

Кварцевые объекты имеют различные размеры и представлены как единичными жилами, так и кварцево-жилыми зонами. Единичные жилы имеют размеры до 120 м по простиранию, кварцево-жилые зоны до 250 м. Видимая мощность гранодиоритовой “оболочки” достигает 30–40 м и зависит от угла падения жиллокализующей структуры.

Жильный кварц в большей своей части имеет метасоматическую природу и характерную для данной структурно-формационной зоны тонкозернистую структуру, массивную текстуру и относится к высококачественному егустинскому минералоготехнологическому типу [Савичев, 2005; Поленов, 2008]. К этому типу отнесены промышленные жилы № 191, 192, 193, 194, 195, 413, 414, и 415 Кузнечихинского месторождения метасоматического кварца и жила № 2136 Уфимской площади.

Слюдяногорско-Теплогорская структурно-формационная зона (II)

Кварцевые жилы, отнесенные к этой структуре, локализованы в верхах уфалейской свиты в пределах зоны интенсивной мигматизации, выраженной в частом переслаивании амфиболовых гнейсов и гранито-гнейсов. Эта зона ограничена с востока Слюдяногорским тектоническим нарушением, выделяемым по стратиграфическому и угловому несогласию между докембрийскими породами уфалейской свиты и рифейскими породами куртинской свиты [Мельников, 1988; Кузнецов и др., 2008; Огородников и др. 2014]. С этой зоной связаны все известные в этом районе слюдоносные пегматитовые жилы. Верхняя часть уфалейской свиты, примыкающая к Слюдяногорскому шву, сложена в значительной мере очковыми мигматитами, сильно мигматизированными кристаллическими сланцами и несет на себе следы интенсивного смятия, катаклаза, бластеза, будинажа.

На значительном протяжении вдоль тектонического шва наблюдается внедрение разновозрастных даек гнейсо-гранитов, порфировидных гранитов и гранит-порфиров, которые или непосредственно залечивают его или залегают вблизи основного нарушения. Эти дайки, в свою очередь, подвергаются процессам будинажа, что свидетельствует о полихронности развития данной шовной зоны. Дайковый комплекс охватывает не только мигматитовую часть уфалейской свиты, но и широко проявлен в примыкающей с востока части куртинской свиты. К этой же зоне приурочены кварцевые тела в мусковитовых пегматитах Слюдяногорского месторождения, которые длительное время принимались за кварцевые ядра пегматитов.

Метасоматический кварц в данной части разреза характеризуется мелкозернистой равномерной массивной текстурой и относится к уфалейскому минералогическому типу [Мельников, 1988; Савичев, 2005; Огородников и др., 2007]. Мелкозернистым принято считать такой кварц, в котором основная масса зерен имеет размеры менее 2 мм. Подавляющее большинство зерен в таком кварце имеет размеры 0.5–2 мм, остальные же более 2 или менее 0.5 мм.

Кварцевые жилы этого типа залегают с западной стороны Слюдяногорского тектонического шва и фактически трассируют его на значительном расстоянии. Жильные тела имеют длину по простиранию до 250 м (жила № 175), субсогласное с вмещающими породами падение.

В пределах этой шовной зоны локализованы основные промышленные тела Кыштымского месторождения гранулированного кварца: жилы № 175, 179, 185, 184, 189, жила Подосиновья.

Слюдяногорская структурно-формационная зона (III)

Разрез этой структурно-формационной зоны представлен отложениями куртинской свиты среднего рифея. Эта зона ограничивается с запада Слюдяногорским тектоническим швом между докембрийскими породами уфалейской свиты и рифейскими породами куртинской свиты, и представляет собой мощную зону смятия и дислокационного метаморфизма. Эта зона меланжа имеет мощность от 200 до 500 м и характеризуется интенсивным развитием пластических и хрупких деформаций, процессов перекристаллизации, бластеза и метасоматоза [Огородников и др. 2007; Поленов и др., 2016].

Жилы, структурно-формационной зоны (III), располагаются в западной части куртинской свиты, наиболее близкой к Слюдяногорскому тектоническому шву. Данные объекты представляют собой жилы метаморфической дифференциации и перекристаллизацией, сложенные зернистым средне-крупнозернистым кварцем катакластической структуры (Слюдяногорский тип, жила 170). Часть объектов представлена палеозойскими жилами выполнения, сложенными молочно-белым кварцем, шестоватой структуры, с большими участками прозрачного кварца с характерным струйчатым изломом и муаровым отливом (жила 3, Щербаковская и др.).

Кыштымская структурно-формационная зона (Кыштымское месторождение гранулированного кварца) (IV)

Месторождение располагается в центральной и западной части площади, занятой куртинской свитой, и сложено однородным среднезернистым гранулированным кварцем катакластической и grano-

бластовой структуры, который развивается по жилам выполнения молочно-белого и стекловидного кварца, путем рекристаллизации в высокobarических и высокотемпературных условиях и традиционно относится к кыштымскому минералогическому типу [Вертушков, 1970; Емлин и др., 1988; Кузнецов и др., 2008; Поленов, 2008].

Структурно-формационная зона ГУРа (Пугачевское месторождение молочно-белого кварца) (V)

Основная роль в геологическом строении высокobarической зоны смятия ГУРа принадлежит гранат-слюдяно-кварцевым сланцам (бластомилонитам) с дистеном, которые в результате дислокационного метаморфизма приобрели вторичную бластическую структуру, они занимают около 60% закартированной площади. На долю слюдяных кварцито-сланцев (бластомилонитов) приходится менее четверти разреза. Широкое развитие в минеральных парагенезисах бластопорфировых выделений красно-фиолетового граната, кристаллов кинита, ставролита, хлоритоида, фенгита, цоизита свидетельствует о высоких давлениях при образовании сланцевых бластомилонитов.

Кварцевые жилы этой зоны составляют основную часть Пугачёвского месторождения молочно-белого и прозрачного жильного кварца, они приурочены к локальной зоне скалывания и находится в генетической связи с Главным уральским разломом [Агеев и др., 1985; Савичев, 2005]. Большая часть кварцевых жил месторождения (более 90%) сложена сложноструктурированным кварцем, состоящим из нескольких генераций, сформированных в различные стадии эволюции кварцевых жил. Неоднородный разномасштабный катакластический кварц жилы № 88, попавшей в выборку, по своим параметрам сопоставимым с жилами Кыштымского месторождения (IV).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделение структурно-формационных зон (пространственных сгущений кварцевых жил) как элементов геологического разреза позволяет создать упрощенный геологический разрез юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса, на фоне которого представлены результаты ИК-спектроскопии жильного кварца (рис. 5).

Примесные микроэлементы, фиксируемые ИК-спектроскопией – OH-(A1), OH-(A1-Na), OH-(A1-Li) и HF-комплексы внедрены в кристаллическую решетку кварца на уровне дефектов. Максимумы примесных микроэлементов, образующих дефекты типа OH-(A1), OH-(A1-Na) и OH-(A1-Li) показывают, что внедрение этих дефектов в кварц происхо-

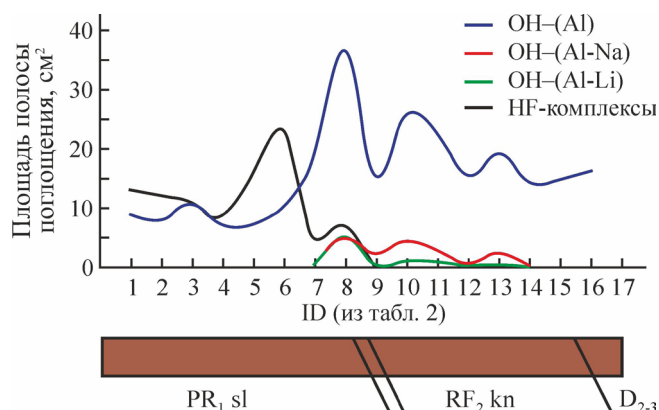


Рис. 5. Изменение количества структурных примесей в кварце кварцевых жил в усредненном разрезе юго-восточной части Уфалейского метаморфического комплекса с запада на восток.

Двойная линия – западный борт верхнепротерозойского (рифейского) рифта – Слюдяногорско-Теплогорская шовная зона, одинарная линия – ГУГР.

Fig. 5. Changing of quantity of structural impurities in quartz of quartz veins in average profile of the south-eastern part of the Ufalei metamorphic complex from west to east.

Double line is a western edge of the Upper Proterozoic (Riphean) rift – Slyudyanogorsk-Teplogorskaya suture zone; single line is MUFR.

дило в зоне Слюдяногорского тектонического шва (см. рис. 5).

Максимумы OH-(Al-Na) и OH-(Al-Li)-дефектов связаны с проявлением редкометалльных элементов, они вызваны щелочным метасоматозом в пегматитах Слюдяногорского месторождения и развитием карбонатитов вдоль Слюдяногорско-Теплогорской шовной зоны. Ореол этих дефектов охватывает кварцевые жилы западной и центральной частей площади развития куртинской свиты. Микроэлементный состав включений позволяет сделать вывод о том, что данные дефекты были внедрены в кристаллическую решетку кварца в процессе метасоматоза щелочной стадии с сопутствующим внедрением редкоземельных и редкометалльных микроэлементов и проявлением альбитизации, индикаторами которых являются OH-(Al-Na) и OH-(Al-Li)-дефекты.

Примесные HF-комплексы фиксируются в кварце кварцевых жил, локализованных в слюдяногорской свите и не переходят в ореол, сопряженный с куртинской свитой. Фторотипный характер дефектов (HF-комплексы) в кварце кварцевых жил в пределах слюдяногорской свиты, связан с воздействием кислых фторидных растворов, сопутствующих процессам метасоматического карбонатитообразования, пространственно совмещенным с кварц-локализирующими структурами [Огородников и др., 2014; Поленов и др., 2016].

Общий для кварца кварцевых жил региона дефект, образованный OH-(Al) – комплексом имеет максимум сопряженный со Слюдяногорским тектоническим швом., что говорит об интенсивном влиянии гидротермальных растворов на кристаллическую решетку кварца в пределах этой зоны.

Таким образом, кварцевые жилы, трассирующие Слюдяногорский тектонический шов, находятся в зоне длительного воздействия и тепло- и флюидопроводников с широко проявленными процессами дислокационного метаморфизма, магматизма и сопровождающего их метасоматоза, где происходит формирование фильтрующей колонны со сложным по физической природе режимом стягивания рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток “стволовой зоны”, действия которого приводят к внедрению в кристаллическую решетку кварца структурных микропримесей определенной геохимической направленности.

Основными параметрами, характеризующими качество природного кварцевого сырья, являются его химическая чистота, минеральный состав и прозрачность (светопропускание – T%). Содержание структурных примесей в кварце объективно отражает особенности его генезиса и может быть использовано в качестве критерия прогнозирования и оценки объектов, в особенности на ранних стадиях геологоразведочных работ. Выявленные типоморфные признаки и характеристические параметры являются индикаторами условий образования кварца и его последующего преобразования. Метаморфическая и метасоматическая зональность, различные термодинамические условия формирования нашли отражение в типоморфных особенностях жильного кварца: структуре, химической чистоте, светопропускании, различного рода микродефектах и фиксируются ЭПР и ИК-спектроскопией. Использование интегральных результатов этих методов дает возможность оценить предельную чистоту сырья, которую можно получить после удаления из него твердых минеральных примесей в результате глубокого обогащения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение подчеркнем, что история геологического развития месторождений кварцево-жильного типа является сложной и охватывает значительные промежутки времени. Формирование кварцевых жил относится лишь к отдельным этапам развития месторождений, а сами они всегда приурочены к определенным структурным элементам, в пределах которых они подвергаются преобразованиям, нередко весьма значительным. Метаморфическая и метасоматическая зональность, различные термодинамические условия формирования отражаются в типоморфных особенностях

жильного кварца: структуре, химической чистоте, светопропускании, различного рода микродефектах, которые объективно отражают особенности его генезиса и могут быть использованы в качестве критериев прогнозирования и оценки объектов, в особенности на ранних стадиях геолого-разведочных работ.

Работа выполнена в рамках госзадания НИР № 0393-2018-0031 “Коллизионные и постколлизционные рудообразующие процессы внутриплитных мобильных поясов” – руководитель доктор геол.-мин. наук А.Ю. Кисин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агеев Б.И., Бурьян Ю.И., Захарченко И.И. (1985) Геолого-структурное положение Пугачевского месторождения стекловидного кварца *Геология метаморфических комплексов*. Свердловск: СГИ, 99-106.
- Вертушков Г.Н., Борисков Ф.Ф., Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Соколов Ю.А., Суставов О.А., Якшин В.И. (1970) Жильный кварц восточного склона Урала. *Тр. СГИ*. Вып. 66, Т. 2. Свердловск, 82-99.
- Добрецов Н.Л. (1963) Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Борус (Западный Саян). *Тр. ИГГ СО АН СССР*. Вып. 15. Т. 1, 242-320.
- Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. (1988) Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск, Средне-Уральское кн. издательство, 272 с.
- Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А., Шох В.Д. и др. (2008.) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Южно-Уральская, лист N-41-I (Кыштым). **Объяснительная записка. Отчет.** Челябинск 320 с.
- Мельников Е.П. (1988.) Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 216 с.
- Огородников В.Н. (1993) Закономерности размещения и условия образования кварцево-жильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала: дис.... д-ра геол.-мин. наук. Свердловск, 367 с.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2007) Минерогения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН; УГГУ, 187 с.
- Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А., Бабенко В.В., Савичев А.Н. (2014) Золоторудная, редкометальная и хрусталеносная минерализация месторождений Урала кварцево-жильного типа. Екатеринбург: УрО РАН; УГГУ, 312 с.
- Поленов Ю.А. (2008) Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 269 с.
- Поленов Ю.А., Огородников В.Н., Савичев А.Н. (2016) Использование современной генетической классификации жильного кварца при проведении кварцевметрической съемки и ведении геологической документации горных выработок. *Изв. Вузов. Горный журнал*, (7), 69-74.
- Савичев А.Н. (2005) Уфалейский кварцево-жильный район (закономерности размещения кварца различных генетических типов, минералого-техно-

- гическое картирование и прогноз): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГУ, 24 с.
- Серкова Л.Е. (1990) Типоморфные особенности жильного безрудного кварца: дис....канд. геол.-мин. наук. Свердловск, ИГГ УрО АН СССР, 120 с.
- Страшненко Г.И. (1990) Геохимические особенности распределения элементов-примесей в кварце *Докл. АН СССР*, **312**(6), 1450-1453.
- Страшненко Г.И., Мельников Е.П. (1989) Метаморфогенные месторождения химически чистого жильного кварца. *Разведка и охрана недр*, (6), 2-12.
- Юсупов С.Ш., Мельников Е.П., Фаттахутдинов С.Г. (1979) *РТ-условия грануляции жильного кварца Урала*. Уфа: Баш ФАН СССР, 48 с.

REFERENCES

- Ageev B.I., Burian Yu.I., Zakharchenko I.I. (1985) Geological and structural position of the Pugachevsky deposit of vitreous quartz. *Geologiya metamorficheskikh kompleksov* [Geology of metamorphic complexes]. Sverdlovsk, SGI Publ., 99-106. (In Russian)
- Dobretsov N.L. (1963) Mineralogy, petrography and genesis of hyperbasites, jadeites and albitites. Borus Ridge (West Sayan). *Tr. IGG SB AN SSSR*. Vol. 15. T. 1, 242-320. (In Russian)
- Emlyn E.F., Sinkevich G.A., Yakshin V.I. (1988) *Zhil'nyi kvarts Urala v nauke i tekhnike* [The vein quartz of the Urals in science and technology]. Sverdlovsk, Sredne-Ural'skoe Knizhnoe Izdatel'stvo, 272 p. (In Russian)
- Kuznetsov N.S., Puzhakov B.A., Shokh V.D. et al. (2008) *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii mashtaba 1 : 200 000. Seriya Yuzhno-Ural'skaya, list N-41-I (Kyshtym). Ob'yasnitel'naya zapiska Otchet* [The state geological map of the Russian Federation at a scale of 1 : 200 000. Ser. Southern Urals, sheet N-41-I (Kyshtym) Explanation note. Report]. Chelyabinsk 320 p. (In Russian unpublished)
- Melnikov E.P. (1988) *Geologiya, genesis i promyshlennyye tipy mestorozhdenii kvartsa* [Geology, genesis and industrial types of quartz deposits]. Moscow, Nedra Publ., 216 p. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N. (1993) *Zakonomernosti razmeshcheniya i usloviya obrazovaniya kvartsevo-zhil'nykh, khrustalenosnykh i zolotorudnykh mestorozhdenii Urala*. Dis. dokt. geol.-min. nauk [Regularities of location and conditions of formation of quartz-veined crystal-bearing and gold ore deposits in the Urals. Dr. geol. and min. sciences diss.]. Ekaterinburg, 367 p. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A., Babenko V.V., Savichev A.N. (2014) *Zolotorudnaya, redko-metal'naya i khrustalenosnaya mineralizatsiya mestorozhdenii Urala kvartsevo-zhil'nogo tipa* [Gold ore, rare metal and crystalline mineralization of the Urals deposits of quartz-vein type]. Ekaterinburg, UrB RAS, USMU Publ., 312 p. (In Russian)
- Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2007) *Mineragiya shovnykh zon Urala. Ufaleiskii gneissovo-amfibolitovyi kompleks (Yuzhnyi Ural)* [Mineralogy of the suture zones of the Urals. Ufalei gneiss-amphibolite complex (the Southern Urals)]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, USGU Publ., 187 p. (In Russian)
- Polenov Yu.A. (2008) *Endogennyye kvartsevo-zhil'nye obra-*

- zovaniya Urala* [Endogenous quartz vein formations of the Urals]. Ekaterinburg, Publishing house of the USMU, 269 p. (In Russian)
- Polenov Yu.A., Ogorodnikov V.N., Savichev A.N. (2016) Use of the modern genetic classification of vein quartz during quartz-metric surveying and geological documentation of mine workings. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Gornyi Zhurnal*, (7), 69-74. (In Russian)
- Savichev A.N. (2005) *Ufaleiskii kvartsevo-zhil'nyi raion (zakonomernosti razmeshcheniya kvartsa razlichnykh geneticheskikh tipov, mineralogo-tekhnologicheskoe kartirovanie i prognoz)*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Ufaleisky quartz-vein region (regularities of the arrangement of quartz of various genetic types, mineralogical-technological mapping and forecast). Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, UGGU, 24 p. (In Russian)
- Serkova L.E. (1990) *Tipomorfnye osobennosti zhil'nogo bezrudnogo kvartsa*. Dis. cand. geol.-min. nauk [Ty-pomorphic features of vein free-ore quartz. Cand. geol. and min. sci. diss.]. Sverdlovsk, IGG UrB of AN SSSR, 120 p. (In Russian)
- Strashnenko G.I. (1990) Geochemical features of the distribution of impurity elements in quartz. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **312**(6), 1450-1453. (In Russian)
- Strashnenko G.I., Mel'nikov E.P. (1989) Metamorphogenic deposits of chemically pure veined quartz [Exploration and protection of mineral resources]. *Razvedka i okhrana neдр*, (6), 2-12.
- Vertushkov G.N., Boriskov F.F., Emlin E.F., Sinkevich G.A., Sokolov Yu.A., Sustavov O.A., Yakshin V.I. (1970) The veined quartz of the eastern slope of the Urals. *Trudy SGI*. Issue. 66. V. 2, 82-99. (In Russian)
- Yusupov S.Sh., Mel'nikov E.P., Fattakhutdinov S.G. (1979) *PT-usloviya granulyatsii zhil'nogo kvartsa Urala* [P-T codition of granulation of vein quartz of the Urals]. Ufa, Bash FAN SSSR, 48 p. (In Russian)

УДК 552.32:549.41

КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АДЫЧА-ЭЛЬГИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ И ЗОНЫ АДЫЧА-ТАРЫНСКОГО РАЗЛОМА, ЯКУТИЯ

© 2018 г. О. А. Суставов

Уральский государственный горный университет, 620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30,
e-mail: olsustavov@mail.ru

Поступила в редакцию 30.01.2017 г.; принята к печати 01.06.2017 г.

Проведено сравнительное изучение кварцевых жил, залегающих среди верхнетриасовых терригенных пород в южной части Адыча-Эльгинского антиклинория и в смежном участке зоны Адыча-Тарынского разлома. Приведена характеристика терригенных пород, их постседиментационных изменений, образования кливажа вмещающих пород и процессов деформации породообразующего кварца. В жилах выделены параллельно-шестоватый, аллотриоморфный и гипидиоморфный кварц, сопровождаемые одними и теми же сопутствующими минералами и обладающие сходной рентгенолюминесценцией. Последовательная смена разновидностей кварца связана с изменением характера раскрытия жильных трещин. Установлено, что в зоне Адыча-Тарынского разлома, где терригенные породы подверглись более интенсивной складчатости и более сильному метазенезу (анхиметаморфизму), чем в Адыча-Эльгинском антиклинории, кварцевое жилобразование проявлено интенсивнее, больше распространены жилы параллельно-шестоватого и меньше – гипидиоморфного кварца, жильный кварц чаще содержит флюидные включения с повышенным содержанием углекислоты и сильнее пластически деформирован. Из результатов делаются выводы о процессах образования кварцевых жил и отдельных разновидностей жильного кварца, а также о месте выделенных типов кварцевых жил в цикле орогенеза.

Ключевые слова: Адыча-Тарынский разлом, метазенез, кливаж, кварцевые жилы, жильный кварц, пластическая деформация кварца, рентгенолюминесценция кварца

QUARTZ VEINS AT THE SOUTHERN PART OF ADYCHA-ELGI ANTICLINORIUM AND ZONE OF ADYCHA-TARYN FAULT, YAKUTIA

Oleg A. Sustavov

Ural State Mining University, 30 Kuibyshev st., Ekaterinburg, 620144, Russia, e-mail: olsustavov@mail.ru

Received 30.01.2017; accepted 01.06.2017

A comparative study of quartz veins occurring among upper Triassic terrigenous rocks in the southern part of Adycha-Elgi anticlinorium and the adjacent site of Adycha-Taryn fault zone. The characteristic of the enclosing clastic rocks, their postsedimentary changes, formation of cleavage in the rocks and processes of deformation of rock-forming quartz is entered. The fibrous, allotriomorphic and hypidiomorphic quartz, which are present in the veins, accompanied by the same others vein minerals having similar X-ray luminescence. The succession of the varieties of quartz connects with the changing of pattern opening of vein fractures. It is established that in the area of the Adycha-Taryn fault the terrigenous rocks were subjected to more intense metagenesis (anchimetamorphism) than in the adjacent part of the Adycha-Elgi anticlinorium. In this area quartz veins formation proceeded more intensively, more common the veins of fibrous quartz and less common the veins of hypidiomorphic quartz, vein quartz often contains fluid inclusions with elevated contents of carbon dioxide, and more strongly plastically deformed. From the obtained results, conclusions about the processes of formation of quartz veins and certain types of vein quartz, and the place of the selected types of quartz veins in the cycle of orogeny are done.

Keywords: Adycha-Taryn fault, metagenesis, cleavage, quartz veins, vein quartz microstructures, plastic deformation of quartz, X-ray luminescence of quartz

Acknowledgments

The author is grateful to S.L. Votyakov (Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences) for carrying out a complex of X-ray luminescence measurements, as well as to the staff of the Ural State Mining University N.G. Sapozhnikova and V.I. Kainov for X-ray structural analyzes, E.P. Makagonov, S.Ya. Bersenev and V.A. Petrov for participation in field work and sampling.

Для цитирования: Суставов О.А. (2018) Кварцевые жилы южной части Адыча-Эльгинского антиклинория и зоны Адыча-Тарынского разлома, Якутия. *Литосфера*, 18(1), 111–126. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-111-126

For citation: Sustavov O.A. (2018) Quartz veins at the southern part of Adycha-Elgi anticlinorium and zone of Adycha-Taryn fault, Yakutia. *Litosfera*, 18(1), 111–126. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-111-126

ВВЕДЕНИЕ

При коллизионных процессах на конвергентных окраинах толщи горных пород подвергаются воздействию повышенных температуры и давления, в связи с чем из них в результате метаморфической дегидратации выделяются значительные объемы водных флюидов [Boutoux et al., 2014; Jacques et al., 2014]. Последние характеризуются присутствием углекислоты и относительно низкой концентрацией солей [Yardley, Cleverley, 2015], а также высоким, вплоть до литостатического, флюидным давлением [Depoorter et al., 2014]. Кроме того процессы коллизии сопровождаются выделением магматических флюидов, особенно на поздней стадии орогенеза; по составу магматические флюиды могут быть сходны с метаморфическими флюидами. Возможно также поступление некоторого количества мантийных флюидов [Yardley, Cleverley, 2015].

Отмеченные флюиды мигрируют главным образом в направлении верхних горизонтов земной коры. Их перемещение происходит одновременно с деформациями пород на ранних и поздних стадиях орогенеза [Van Noten et al., 2011; Depoorter et al., 2014; Jacques et al., 2014]. При этом к зонам сильной деформации пород, в том числе к разломам, приурочено локализованное течение флюидов [Boutoux et al., 2014], с которым может быть связано образование ряда рудных месторождений, в том числе орогенных золоторудных месторождений [Cox, 1999; Yardley, Cleverley, 2015]. Зоны локализованного течения флюидов, с которыми связаны отдельные месторождения, служат частями более крупных гидротермальных систем, проявленных в масштабе рудных районов.

Одним из наиболее важных индикаторов процессов, действовавших во флюидных системах, являются кварцевые жилы – конечные продукты эволюции этих систем [Jacques et al., 2014]. Жилы могут фиксировать собой пути течения флюидов, отлагавших привнесенный кремнезем, быть продуктами локальной мобилизации материала из вмещающих пород и представлять сочетания того и другого [Yardley, Cleverley, 2015]. Во взаимоотношениях кварцевых жил в структурах жильного кварца отражается эволюция трещинообразующих напряжений и флюидного давления в ходе орогенеза [Cox, 1999; Суставов, 2005; Meneghini et al., 2007; Fagereng, Harris, 2014]. В рудных районах для полного понимания крупных палеогидротермальных систем и характера миграции флюидов кварцевые жилы необходимо изучать как на месторождениях, так в обширных частях рудных районов, располагающихся за пределами месторождений; последнее и является предметом настоящей статьи.

В данной работе рассматривается эволюция палеогидротермальной системы, существовавшей в позднемезозойское время в верхнетриасо-

вых терригенных толщах одной из частей Верхне-Индигирского рудного района Восточной Якутии. Приводятся ранее не опубликованные данные, полученные на основании обобщения материалов и нового изучения проб кварца и вмещающих пород, отобранных в начале 70-х гг. прошлого века при проведении кварцеметрической съемки [Вертушков и др., 1969] в ходе поисковых работ на золото и сурьму в данном районе [Суставов, 1973]. Продолжение исследований было стимулировано возможностью использования некоторых новых методов изучения вмещающих пород и жильного кварца [Kisch, 1991a; Вотяков и др., 1993; Суставов, 2005], появлением новых представлений о процессах образования кварцевых жил [Foxford et al., 1991; Fowler, 1996; Cox, 1999; Суставов, 2005; Meneghini et al., 2007; Van Noten et al., 2011; Fagereng, Harris, 2014; Fagereng, Byrnes, 2015] и новых данных по геологии района [Тектоника..., 2001; Фридовский и др., 2014, 2015], прогрессом в изучении типоморфизма жильного кварца [Wolff, 2012; Гамянин и др., 2014], а также началом широких площадных исследований аналогичных кварцевых жил в других регионах [Kontak et al., 2011; Van Noten et al., 2011; Boutoux et al., 2014; Depoorter et al., 2014; Jacques et al., 2014].

Так как образование кварцевых жил тесно связано с процессами, происходящими во вмещающих породах, в статье сначала приводится характеристика вмещающих терригенных пород, их постседиментационных изменений, образования в породах кливажа и процессов деформации породообразующего кварца. Далее рассматриваются кварцевые жилы и производится их подразделение на основании изучения микроструктур жильного кварца, минерального состава жил, характера и степени пластической деформации кварца, присутствия углекислоты во флюидных включениях, рентгенолюминесценции кварца. Исходя из этого делаются выводы о процессах формирования кварцевых жил и отдельных разновидностей жильного кварца, а также о месте выделенных типов кварцевых жил в цикле орогенеза.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ РАЙОНОВ

В примыкающей к Сибирской платформе западной части Верхояно-Колымской орогенной области находится Верхоянский складчато-надвиговый пояс, сложенный терригенными породами карбона, перми, триаса и юры – шельфовыми и дельтовыми осадками пассивной континентальной окраины. С востока этот пояс ограничен зоной Адыча-Тарынского разлома, отделяющей Верхоянский пояс от Кулар-Нерского сланцевого пояса, сложенного главным образом глубоководными черносланцевыми толщами верхней перми и триаса, интерпре-

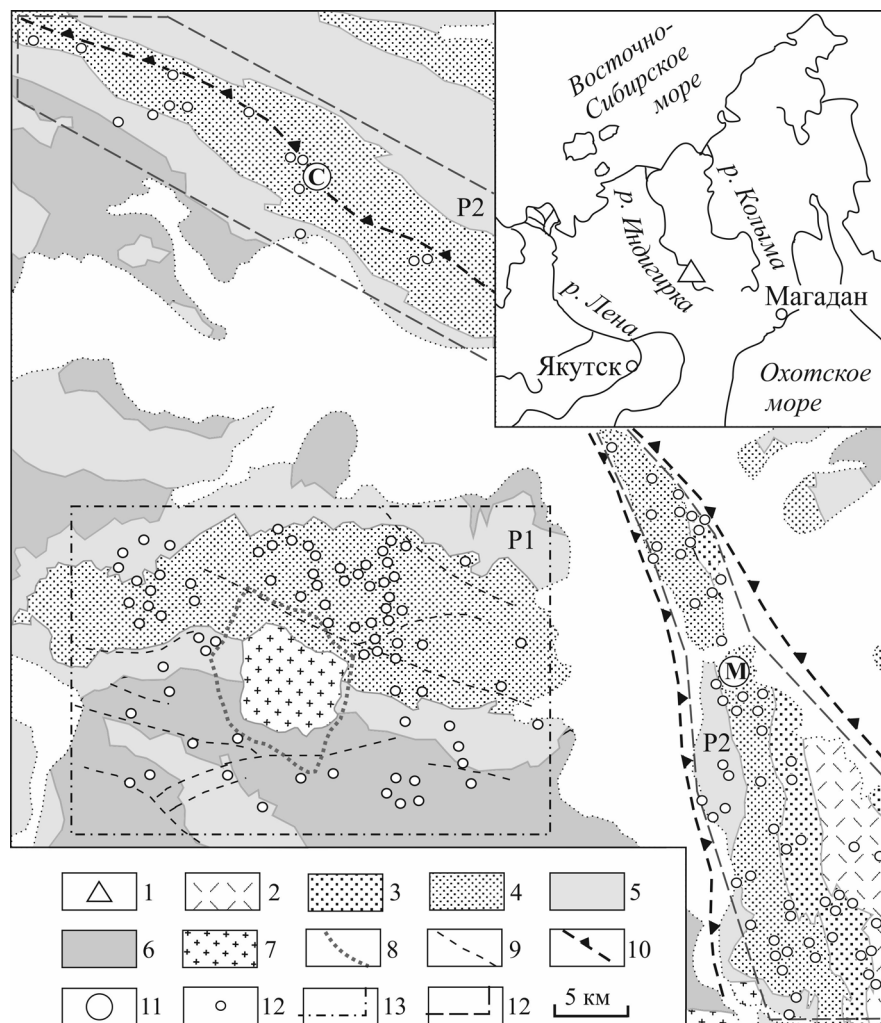


Рис. 1. Географическое положение изученной территории и схема ее геологического строения (по материалам ПГО “Якутскгеология” и [Фридовский и др., 2015]).

1 – место расположения территории; 2–6 – терригенные породы (алевролиты, песчаники) нижней юры (2) и рэтского (?), норийского и карнийского ярусов верхнего триаса (3 – $T_3n_2 + r?$, 4 – T_3n_1 , 5 – T_3k_2 , 6 – T_3k_1); 7 – меловые гранитоиды; 8 – изографа контактово-метаморфического биотита вокруг Беккемского массива [Суставов, 1988]; 9 – разломы района P1; 10 – главные разломы района P2; 11 – золотосурьмяные месторождения (С – Сарылахское, М – Малан); 12 – места отбора проб; 13 – границы P1; 14 – границы P2 (см. текст).

Fig. 1. The geographical position of the study area and its geological scheme (on materials PGO “Yakutskgeologia” and [Fridovsky et al., 2015]).

1 – location of studied area; 2–6 – terrigenous rocks (siltstones, sandstones) of the lower Jurassic (2), the Rhaetian (?), Norian and Carnian stages of the upper Triassic (3 – $T_3n_2 + r?$, 4 – T_3n_1 , 5 – T_3k_2 , 6 – T_3k_1); 7 – Cretaceous granitoids; 8 – isograd of contact-metamorphic biotite around Bekkem massif [Sustavov, 1988]; 9 – faults of P1; 10 – major faults of P2; 11 – gold-antimony deposits (C – Sarylakhsky, M – Maltan); 12 – sampling sites; 13 – boundaries of P1 area; 14 – boundaries of P2 area (see text).

тируемые как образования глубоководных конусов выноса и подножия пассивной окраины. Формирование складчато-надвиговых структур Верхоянского пояса происходило в поздней юре–раннем мелу при коллизионных процессах в период аккреции с востока Колымо-Омолонского супертеррейна к Северо-Азиатскому кратону [Тектоника..., 2001].

В настоящей статье рассматривается территория, одна часть которой (район P1) располагается в

пределах Верхоянского складчато-надвигового пояса на расстоянии 10–35 км к западу от зоны Адыча-Тарынского разлома, а другая (район P2) – находится в зоне Адыча-Тарынского разлома (рис. 1).

Район P1 приурочен к южной части Адыча-Эльгинского антиклинория – одной из главных тектонических структур Верхоянского складчато-надвигового пояса. Данная часть антиклинория сложена в основном верхнетриасовыми терригенными от-

ложениями мощностью около 5 км, смятыми в плоские сундучные антиклинали шириной до 20 км и разделяющие их более узкие синклинали. Район находится в пределах синклинали, ядро которой сложено норийскими отложениями (главным образом песчаниками), и примыкающей к ней с юга части сундучной антиклинали, сложенной карнийскими отложениями (преимущественно алевролитами). В центральной части района P1 залегает окруженный ореолом контактовых роговиков Беккемский гипабиссальный гранитный массив сеноманского возраста [Бахарев и др., 1997]. Массив относится к коллизионным интрузиям “поперечных поясов” [Митрофанов, 2005], которые образовывались путем пассивного подъема по раздвиговым зонам высокотемпературных маловодных гранитоидных расплавов, возникших в глубоких горизонтах коры [Тектоника..., 2001].

В Адыча-Тарынской зоне разломов (шириной до 10 км и более), в пределах которой располагается район P2, верхнетриасовые (и юрские) породы смяты в сложные асимметричные линейные складки с углами падения на крыльях до 75–80° и северо-западным простиранием осей складок. В P2 находятся золотосурьмяные месторождения: Сарылахское – одно из крупнейших месторождений данного типа в мире [Амузинский и др., 2001], Малтан, Тан, Кинясь-Юрях и золоторудное месторождение Сана [Тектоника..., 2001; Фридовский и др., 2014]. Сарылахское месторождение приурочено к осевой части крупной синклинали. Ее ядро сложено породами норийского возраста, среди которых преобладают песчаники, а крылья образованы карнийскими толщами, в составе которых главное значение имеют алевролиты. Месторождение Малтан располагается на сложенном верхнетриасовыми отложениями (в основном песчаниками) западном крыле Мало-Тарынской синклинали, в ядре которой вскрываются юрские осадки (преимущественно алевролиты) (см. рис. 1). Магматические образования в P2 представлены Самырским гранитоидным массивом (на южном фланге площади), двумя штоками кварцевых диоритовых порфириров и гранитпорфириров, а также дайками кварцевых порфириров и диоритовых порфириров.

На данной территории широко распространены разнообразные кварцевые жилы; они всего лучше изучены на отмеченных золотосурьмяных и золоторудных месторождениях [Амузинский и др., 2001; Суставов, 2005; Фридовский и др., 2014; см. также ссылки в этих работах]. Настоящая статья посвящена менее изученным кварцевым жилам, которые залегают среди терригенных пород за пределами указанных месторождений. При этом жилы, находящиеся в контактово-метаморфизованных породах вокруг гранитных массивов [Суставов, 1988, 1991], а также поздние жилы гребенчатого и халце-

доновидного кварца [Суставов, 2005] в данной статье не рассматриваются.

ВМЕЩАЮЩИЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Отложения верхнего триаса (карнийского, норийского и рэтского ярусов) и нижней юры, распространенные в P1 и P2, представлены преимущественно песчаниками и алевролитами, реже аргиллитами (изучено 380 шлифов пород).

Песчаники верхнего триаса преимущественно мелкозернистые – размер обломков 0.10–0.25 мм, реже тонкозернистые – 0.05–0.10 мм, в единичных случаях среднезернистые – 0.25–0.30 мм. Песчаники с размером обломков более 0.12 мм – это в основном мезомиктовые кварцевые песчаники (55–65% обломков кварца, 15–25% полевых шпатов, 15–25% обломков пород) и K-Na-аркозы (40–65% обломков кварца, 25–35% полевых шпатов, 10–25% обломков пород); песчаники с размером зерен менее 0.12 мм и алевролиты – главным образом кварцевые граувакки (35–50% кварца, 10–20% полевых шпатов, 30–50% обломков пород) [Шванов и др., 1998]. K-Na-аркозы встречаются чаще всего в P1, практически отсутствуя в P2. При этом, судя по окрашиванию штуфов кобальтнитритом и наблюдениям в шлифах, песчаникам P1 часто свойственно достаточно высокое (до 10–15%) содержание калиевого полевого шпата, в то время как в песчаниках P2 (при сходном содержании кварца и плагиоклаза) калиевого полевого шпата обычно не наблюдается.

Плагиоклаз в песчаниках имеет преимущественно альбитовый или альбит-олигоклазовый состав, что, по-видимому, обусловлено альбитизацией (деанортитизацией) более основных плагиоклазов при постдиагенетических изменениях. В песчаниках P1, содержащих калиевый полевой шпат, зерна последнего нередко замещаются альбитом и пересекаются альбитовыми прожилками (секущими и ранние пертитовые вроски альбита в калиевом полевым шпате).

Цемент песчаников и алевролитов слюдисто-хлоритовый и регенерационный (кварцевый, реже альбитовый). В мелко- и среднезернистых песчаниках P₁ слюдисто-хлоритовый цемент обычно пленочный (образует вдоль границ обломков пленки толщиной в сотые доли миллиметра). Пленки слюдисто-хлоритового цемента в одних случаях покрывают со всех сторон все или почти все обломочные зерна, в других случаях наблюдаются лишь на поверхностях некоторых зерен или на некоторых частях поверхностей отдельных зерен. Особенно мало слюдисто-хлоритового цемента на обломках в среднезернистых мезомиктовых кварцевых песчаниках; в таких почти “бесцементных” песчаниках отмечаются конформные и инкорпорационные сопряжения обломочных зерен и кварце-

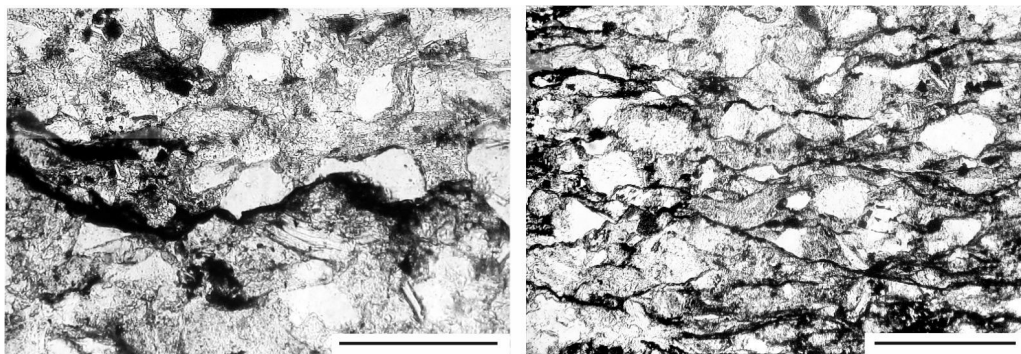


Рис. 2. Углеродистые кливажные поверхности в тонкозернистых граувакковых песчаниках P1, без анализатора (масштабный отрезок 0.2 мм).

Fig. 2. Carbonaceous cleavage surfaces in fine-grained greywacke sandstones, P1, without analyzer (scale bar 0.2 mm).

вые или реже альбитовые регенерационные каймы на соответствующих обломочных зернах.

В отличие от пленочного слюдисто-хлоритового цемента мелко- и среднезернистых песчаников P1 слюдисто-хлоритовый цемент аналогичных песчаников P2 обычно представлен располагающимися между обломочными зернами неправильными полосовидными скоплениями более крупных, чем в P1, чешуек хлорита и слюдистых минералов (средний поперечник чешуек хлорита в цементе песчаников в P1 – 4.5 мкм (по 32 шлифам), а в P2 – 6.3 мкм (по 21 шлифу)). В песчаниках P2, как и в песчаниках P1, в участках отсутствия слюдисто-хлоритового цемента наблюдаются конформные и инкорпорационные сопряжения зерен, а также регенерационный кварцевый и альбитовый цемент.

Тонкозернистые песчаники и алевролиты P1 и P2 характеризуются более высоким, чем в средне- и мелкозернистых песчаниках, содержанием обломков пород и нередким присутствием матрикса хлоритового, реже слюдисто-хлоритового состава, обычно с примесью углеродистого вещества. Регенерационный кварцевый цемент в тонкозернистых песчаниках и алевролитах встречается редко и наблюдается лишь при достаточно высоком (более 50%) содержании кварца.

Аргиллиты по результатам изучения шлифов и рентгеновским данным (аналитик Н.Г. Сапожникова) имеют, как и цемент песчаников, также главным образом слюдисто-хлоритовый состав. Значения индекса Кюблера слюдистых минералов [Kisch, 1991a] в пробах алевропелитовых пород 0.28 (P1), 0.29, 0.31, 0.32 (P2) $\Delta^\circ 2\theta$. Индекс Кюблера определяли в ориентированных препаратах, полученных при высушивании наиболее тонкой фракции водной суспензии порошков пород. Производили сканирование ориентированных препаратов на дифрактометре ДРОН-2.0 в медном излучении в интервале $7\text{--}10^\circ 2\theta$ со скоростью $1^\circ 2\theta/\text{мин}$; скорость диаграммной ленты 18 см/ч (аналитик Н.Г. Сапожникова).

Индекс Кюблера равен ширине пика 1 нм слюдистого минерала, измеренной на половине высоты этого пика и выраженной в углах 2θ [Kisch, 1991a]. Слюдистый минерал в данных породах неразбухающий (смещение пика 1 нм после обработки этиленгликолем не превышает десятых долей нанометра) – серицит [Омельяненко и др., 1982].

По данным термического анализа (ЦХЛ ПГО “Уралгеология”) средние температуры выгорания углеродистого вещества из алевропелитовых пород P1 составляют 559°C (10 проб), что ниже средних температур выгорания углеродистого вещества из алевропелитовых пород P2 – 574°C (10 проб) в южной части P2, 626°C (9 проб) в северной части P2.

Макроскопически выраженный кливаж в P1 и P2 проявлен в аргиллитах, алевролитах и тонкозернистых песчаниках, отсутствуя в мелко- и среднезернистых песчаниках [Гусев, 1979]. Под микроскопом кливаж алевролитов и тонкозернистых песчаников (ориентированный параллельно, реже под углом к слоистости) представлен совокупностями располагающихся на расстояниях в доли миллиметра субпараллельных неправильно стилолитоподобных или относительно ровных поверхностей растворения (на контактах с поверхностями кливажа обломочные зерна пород корродированы), к которым приурочено углеродистое вещество, чешуйки серицита, реже хлорита (рис. 2) – rough cleavage [Kisch, 1991b].

Хотя в мелко- и среднезернистых песчаниках макроскопически кливажа обычно не наблюдается, при изучении шлифов в них нередко обнаруживаются отдельные микроскопические кливажные поверхности и их “обрывки” длиной в несколько зерен. Они располагаются субпараллельно, на расстояниях от долей миллиметра до нескольких миллиметров друг от друга. Эти поверхности могут быть неправильно-стилолитоподобными (сходными по форме с кливажными поверхностями, показанными на рис. 2) или ровными до пологоволни-

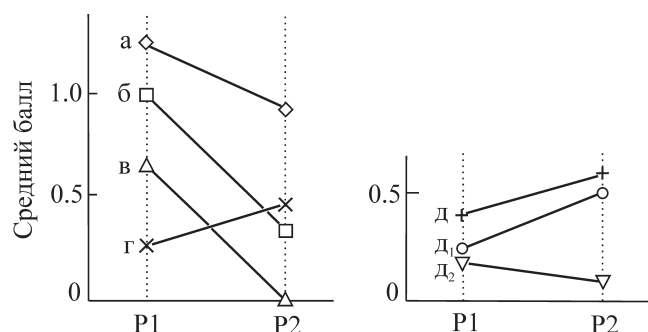


Рис. 3. Интенсивность (средний балл) проявлений пластической деформации обломочного кварца в песчаниках P1 (по 50 шлифам) и P2 (по 40 шлифам).

а – волнистое угасание, б – деформационные ламели, в – субромбоэдрические полосы деформации, г – полигонизация (“прерывистое” волнистое угасание), д – степень перекристаллизации кварца, д₁ – вращательная перекристаллизация, д₂ – миграционная перекристаллизация.

Fig. 3. The intensity (average grade) of the manifestations of detrital quartz plastic deformation in sandstones P1 (50 thin sections) and P2 (40 thin sections).

а – undulatory extinction, б – deformation lamella, в – sub-rhombohedral deformation bands, г – polygonization (“discontinuous” undulatory extinction), д – the degree of quartz recrystallization, д₁ – rotation recrystallization, д₂ – migration recrystallization.

стых; ровные кливажные поверхности развиты преимущественно в P2.

Образование микроскопических кливажных поверхностей связано с процессами растворения под давлением, о чем свидетельствует коррозия вдоль них обломочных зерен [Суставов, 1998]. Вдоль ровных кливажных поверхностей растворение под давлением проявлено интенсивнее, чем вдоль стилолитоподобных: ровные кливажные поверхности сильнее “срезают” обломочные зерна, чем стилолитоподобные. Ровная форма кливажных поверхностей может быть обусловлена тем, что при их образовании, кроме растворения под давлением, происходит также скольжение по поверхностям кливажа. Оно могло сопровождаться некоторым растяжением породы вдоль направления кливажа [Талицкий, 1989]. Об этом свидетельствует присутствие в некоторых случаях у ориентированных поперек поверхностей кливажа границ обломочных зерен хлоритовых и серицитовых теней давления, кварцевых и альбитовых регенерационных кайм или слюдисто-альбит-кварцевых “бород”, а также направленных поперек поверхностей кливажа микротрещин отрыва в обломочных зернах [Талицкий, 1989].

Обломочный кварц песчаников P1 и P2 нередко подвержен пластической деформации с образованием волнистого угасания, реже деформационных ламелей и субромбоэдрических полос деформации

[Суставов, 1998]. Пластическая деформация кварца происходила после цементации песчаников – ее проявления контролируются конфигурацией обломков, нередко тяготея к их краям; в случае достаточно интенсивного развития подобная деформация отмечается почти во всех обломочных зернах и регенерационных каймах на обломочных зернах. В P1 волнистое угасание кварца плавное, во многих случаях неправильное, не параллельное оси с, без каких-либо признаков полигонизации [Суставов, 1998]. В P2 пластическая деформация обломочного кварца отмечается реже, чем в P1, ее проявления по сравнению с P1 становятся малоинтенсивными, более однообразными (встречается преимущественно лишь слабое параллельное оси с волнистое угасание с признаками полигонизации) и более однородно распределенными по площади зерна (рис. 3).

Местами обломочный кварц песчаников подвержен перекристаллизации [Суставов, 1998] с уменьшением размеров зерен: по краям, реже внутри монокристаллических обломков кварца образуются новые более мелкие (размерами 10–15 мкм), преимущественно единичные, зерна перекристаллизации кварца. Этот процесс называют также “бластезом” [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010]. Степень перекристаллизации кварца в песчаниках по мере перехода от P1 к P2 усиливается. В P1 перекристаллизация обломочного кварца отмечается лишь в редких единичных случаях и идет в основном путем миграции границ обломков кварца [Суставов, 1998] – “рекристаллизационный бластез” [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010]. В P2 перекристаллизация наблюдается несколько чаще (см. рис. 3) и является главным образом “вращательной” [Суставов 1998] – “рекристаллизационно-грануляционный бластез” [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010].

КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Среди терригенных пород P1 и P2 залегают кварцевые жилы мощностью от долей миллиметра до десятков сантиметров – согласные и секущие по отношению к слоистости и кливажу вмещающих пород, плитообразной и более сложной формы. Особой разновидностью кварцевых жил являются иногда встречающиеся ранние протяженные согласные жилы мощностью до нескольких сантиметров, имеющие полосчатую текстуру (рис. 4). Они сложены субпараллельными стенкам пластинами кварца миллиметровой мощности, разделенными тонкими прослойками вмещающей породы. Стенки полосчатых жил и находящиеся внутри жил прослойки породы покрыты бороздами скольжения (см. рис. 4б, в). Эти жилы нередко приурочены к контактам пластов песчаников и алевролитов (см. рис. 4а).

Согласные жилы полосчатой текстуры часто пересечены поперечно-секущими жилами (см. рис. 4а).

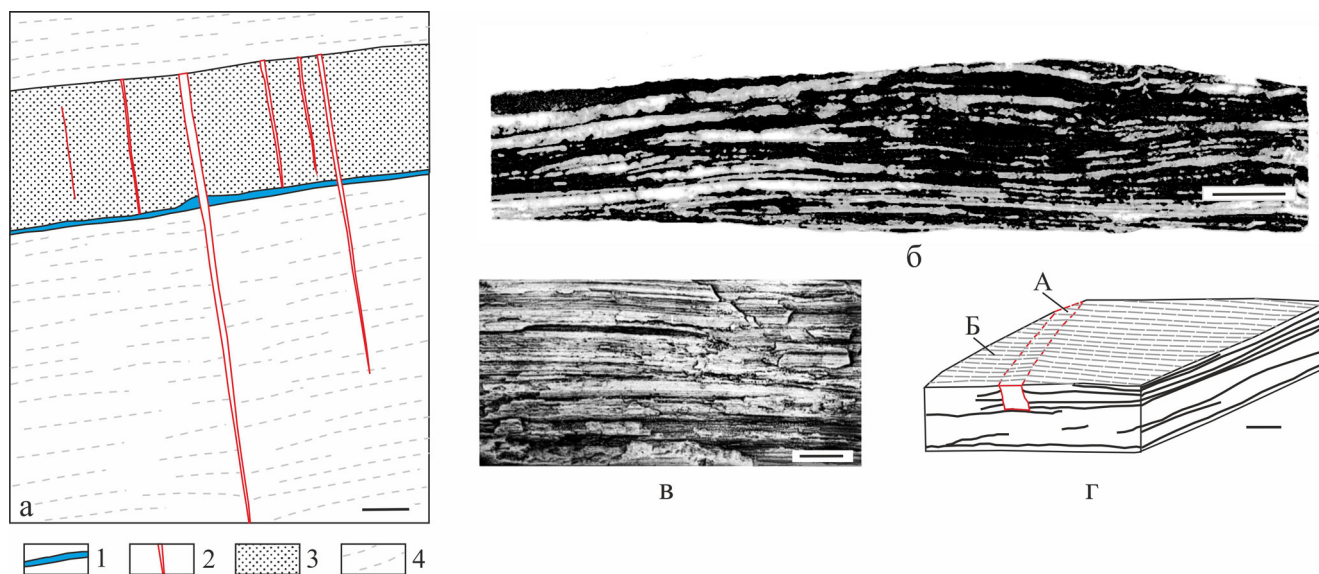


Рис. 4. Условия залегания и строение согласных жил полосчатой текстуры.

а – пересечение жилы полосчатой текстуры (1) поперечными жилами (2) массивной текстуры (3 – песчаники, 4 – алевролиты), руч. Смерч, P2; б, в – карбонат-хлорит-кварцевая жила полосчатой текстуры (б – сечение перпендикулярно стенкам и параллельно бороздам скольжения на нижней стенке, в – нижняя стенка с бороздами скольжения, напыление оксидом магния); г – поперечная кварцевая жила (А) сечет полосчатую жилу на часть мощности и пересекается зальбандовыми бороздами скольжения (Б) полосчатой жилы, руч. Санный, P2. Масштабный отрезок: а – 10 см; б–г – 1 см.

Fig. 4. Conditions of occurrence and structure of concordant veins of banded structure.

а – crossing of veins of banded structure (1) by transverse veins (2) of massive structure (3 – sandstones, 4 – siltstones), stream Smerch, P2; б, в – carbonate-chlorite-quartz vein of banded structure (б – section perpendicular to the walls and parallel to the slide grooves on bottom wall, в – the bottom wall with the slide grooves, spraying magnesium oxide); г – transverse quartz vein (А) cross the vein of banded structure and crossed by the selvage slide grooves (Б) of banded vein, stream Sannyi, P2. Scale bar: а – 10 cm; б–г – 1 cm.

Иногда наблюдаются обратные пересечения поперечно-секущих жил согласными, а также взаимные переходы согласных и поперечно-секущих жил. В некоторых случаях поперечно-секущая жила пересекает одну часть согласной жилы полосчатой текстуры и пересекается другой частью той же жилы полосчатой текстуры; выход поперечно-секущей жилы на стенку пересекаемой жилы полосчатой текстуры может быть “затерт” приуроченными к этой стенке бороздами скольжения (см. рис. 4г).

Кварцевые жилы P1 и P2 сложены характеризующимися далее разновидностями кварца K1–K3 (изучено нескольких сотен штуфов и шлифов кварца, места отбора которых обозначены на рис. 1; следует отметить, что некоторые разновидности кварца, присутствующие на изучаемой территории в подчиненном количестве, в данной статье не рассматриваются). Номера выделенных разновидностей кварца отвечают наиболее частой последовательности их образования, устанавливаемой по взаимоотношениям внутри отдельных жильных тел и по пересечениям жил; в то же время в некоторых случаях последовательность образования разновидностей кварца не соответствует данным номерам разновидностей кварца.

Параллельно-шестоватый кварц (K1) присутствует в жилах, залегающих в средне- и мелкозернистых (редко в тонкозернистых) мезомиктовых и аркозовых песчаниках (K1a), а также в некоторых жилах в алевропелитовых породах (K1б).

K1a представляет собой агрегат шестоватых индивидов с неупорядоченной ориентировкой с-осей [Суставов, 2005] – кварц fibrous [Van Noten et al., 2011; Jacques et al., 2014]. Шестоватые индивиды (толщиной не более нескольких миллиметров) ориентированы поперек стенок жил (рис. 5а). В P1 жилы K1a имеют мощность преимущественно в первые сантиметры (рис. 6), а в P2 – преимущественно 5–10 см и встречаются чаще, чем в P1. Жилы K1a нередко ориентированы поперек слоистости вмещающих песчаников и поперек присутствующих в песчаниках зародышевых поверхностей кливажа. Эти жилы могут как пересекать указанные поверхности кливажа, так и пересекаться этими поверхностями; встречаются взаимно пересекающиеся жилы K1a. Признаков околосильных изменений не отмечается – химический состав вмещающих песчаников в контактах жил K1a и на удалении от них практически одинаков.

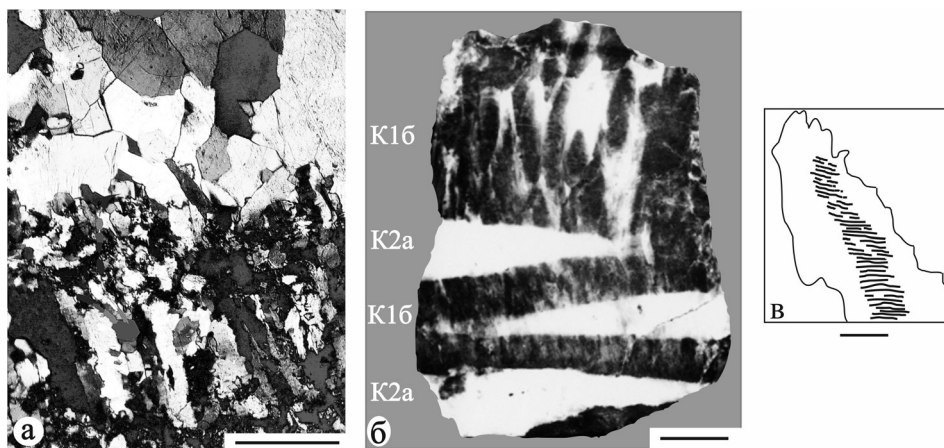


Рис. 5. Параллельно-шестоватый (K1) и аллотриоморфный (K2a) кварц.

а – призальбандовый K1a (внизу) сменяется K2a осевой части жилы (вверху), николи скрещены; б – черный K16 из жилы в алевролитах пересекается жилами K2a, штуп; в – пленки алевролита в черной осевой части индивида K16. Масштабный отрезок: а – 0.5 мм, б – 5.0, в – 0.2 мм.

Fig. 5. Fibrous (K1) and allotriomorphic (K2a) quartz.

а – nearwall K1a (bottom) goes into K2a in axial part of vein (top), crossed nicols; б – black K16 from the vein in siltstone, intersected by veins of K2a, sample; в – the siltstone films in black axial part of the individual of K16. Scale bar: а – 0.5 mm, б – 5.0, в – 0.2 mm.

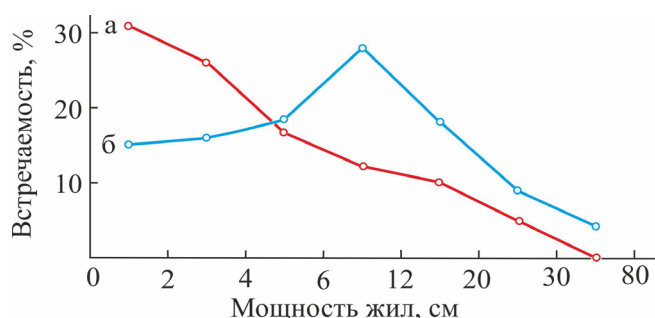


Рис. 6. Мощность жил K1 (а, 42 жилы) и K2 + K3 (б, 170 жил), P1.

Fig. 6. Thickness of veins of K1 (а, 42 veins) and K2 + K3 (б, 170 veins), P1.

K16 (рис. 5б, в) характеризуется в той или иной мере проявленной ориентировкой с-осей вдоль вытянутости шестоватых индивидов и наличием в осевых частях последних располагающихся параллельно зальбандам многочисленных тонких пленок вмещающей углеродистой алевропелитовой породы, придающих кварцу темно-серый или черный цвет [Суставов, 2005].

В жилах K1 могут содержаться хлорит, альбит, карбонаты; флюидные включения в K1 главным образом двухфазовые, реже трехфазовые с самостоятельной фазой жидкой CO_2 (по наблюдениям в иммерсии, при температуре не выше 10–15°C, обломков кварца размерами 0.2–0.3 мм). K1 нередко развит в призальбандовых частях жил, сложенных разновидностями кварца, рассматриваемыми

далее; жилы этих разновидностей кварца могут пересекать жилы K1 (см. рис. 5).

Аллотриоморфный и гипидиоморфно-аллотриоморфный кварц (K2). Аллотриоморфный [Малишевская, Рыка, 1989; Суставов, 2005] кварц (K2a) представляет собой агрегат индивидов, имеющих неправильные ограничения и часто близкую к изометричной форму (см. рис. 5а). Его также называют anhedral [Adams, 1920] или blocky [Boutoux et al., 2014] кварцем. Гипидиоморфно-аллотриоморфный кварц (K2б) наряду с индивидами неправильной и изометричной формы содержит также короткопризматические субидиоморфные индивиды (рис. 7а). K2a и K2б макроскопически трудно различимы между собой и связаны постепенными переходами, в связи с чем далее часто рассматриваются совместно (K2).

Жилы K2 часто значительно крупнее жил K1 – мощность их достигает десятков сантиметров (см. рис. 6). Размер индивидов K2 – до 1–2 см в поперечнике. K2 нередко содержит хлорит, карбонаты, альбит (последний в K2 встречается реже, чем в K1), серицит. Как и в K1, флюидные включения в K2 главным образом двухфазовые, реже трехфазовые с самостоятельной фазой жидкой CO_2 . Единичные крупные первичные флюидные включения гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 260–280°C (3 замера в одной пробе, определения С.Я. Берсенева). Параметры элементарной ячейки кварца K2 (аналитик В.И. Кайнов): $a_0 = 4.9124 \text{ \AA}$, $c_0 = 5.4045 \text{ \AA}$.

В отличие от K1, индивиды которого обычно растут от стенок жил, при образовании K2 зарождение индивидов происходит как на стенках, так и во

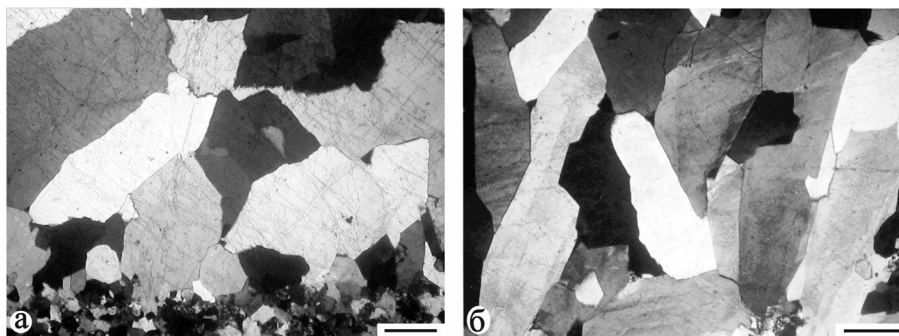


Рис. 7. Гипидиоморфно-аллотриоморфный кварц К26 у стенки жилы (а) и гипидиоморфный кварц К3 (б), P1. Николи скрещены, масштабный отрезок 0.5 мм.

Fig. 7. Hypidiomorphic-allotriomorphic quartz K26 near the vein wall (a) and hypidiomorphic quartz K3 (б), P1. Crossed nicols, scale bar 0.5 mm.

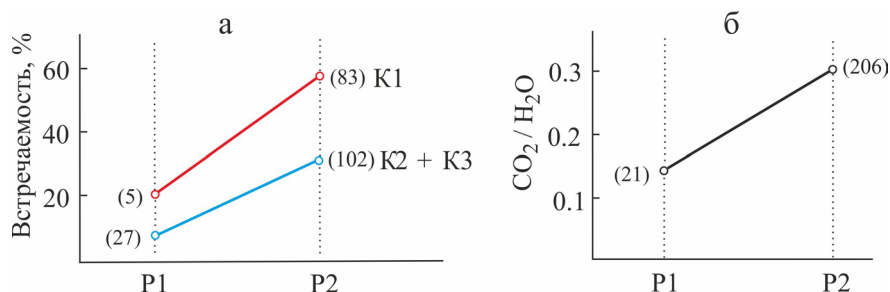


Рис. 8. Углекислота во флюидных включениях в жильном кварце P1 и P2.

а – встречаемость кварца (K1 и K2 + K3), содержащего трехфазовые флюидные включения с жидкой CO₂; б – отношение CO₂/H₂O (по данным валового анализа флюидных включений) в K1 + K2 + K3; в скобках – число проб.

Fig. 8. Carbon dioxide in fluid inclusions in vein quartz of P1 and P2.

а – the frequency of quartz (K1 and K2 + K3) containing the three phase fluid inclusions with liquid CO₂; б – CO₂/H₂O (according to gross analysis of fluid inclusions) in K1 + K2 + K3; in brackets – number of samples.

всем объеме полости. Преимущественной ориентировки с-осей индивидов в K2 чаще всего не наблюдается. Во многих случаях устанавливается более позднее выделение K2 по сравнению с K1 – наблюдается резкая или постепенная смена призматического K1 кварцем K2, занимающим основной объем жильной полости (см. рис. 5а); обычные пересечения жил K1 жилами K2 (см. рис. 5б).

Гипидиоморфный [Малишевская, Рыка, 1989; Сустанов, 2005] кварц (K3) представляет собой агрегат разноориентированных зерен кварца (преимущественно до 1–2 мм в поперечнике), вытянутых вдоль оси с (см. рис. 7б) – subhedral кварц [Adams, 1920]. K3 нередко сопровождается хлоритом, альбитом, карбонатами, серицитом. Характерно присутствие в жилах K3 обломков вмещающих пород. Кристаллизация K3 происходит из зародышей, взвешенных в растворе внутри жильной полости [Сустанов, 2005].

В P1 K3 является главной, наиболее распространенной разновидностью кварца, в то время как в P2

он встречается значительно реже. Мощность жил этой разновидности кварца – до первых десятков сантиметров. Встречаются пересечения жилами K3 жил K2; в то же время мелкозернистым K3 могут быть сложены жилы полосчатой текстуры, пересекаемые жилами K1.

Кварц K3, как K1 и K2, содержит преимущественно двухфазовые, реже трехфазовые флюидные включения с жидкой CO₂. При этом в K2 + K3 последние встречаются реже, чем в K1 (рис. 8а).

В P2 встречаемость трехфазовых включений с жидкой CO₂ в K1 и K2 + K3 значительно выше, чем в P1 (см. рис. 8а). Этому соответствуют и результаты валового анализа [Вертушков и др., 1969] флюидных включений в кварце (аналитик Н.П. Конохова): среднее значение отношения CO₂/H₂O во флюидных включениях в K1 + K2 + K3 P2 более чем вдвое превосходит то же значение во флюидных включениях в K1 + K2 + K3 P1 (рис. 8б).

Жильный кварц P1 и P2, как и обломочный кварц песчаников, часто подвержен пластической

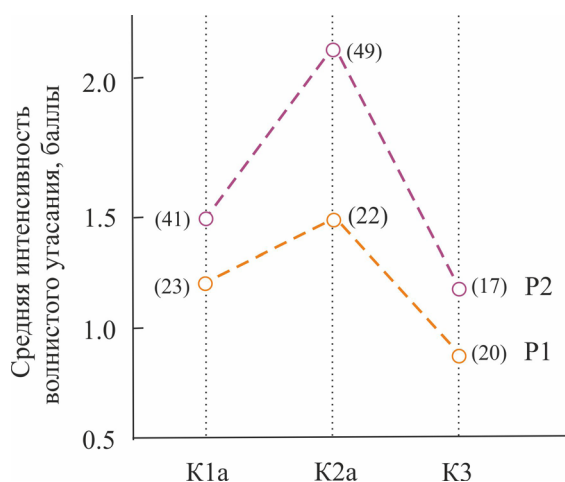


Рис. 9. Средняя интенсивность волнистого угасания кварца K1a, K2a и K3 в P1 и P2.

В скобках — число шлифов.

Fig. 9. The average intensity of undulatory extinction of quartz K1a, K2a and K3 in P1 and P2.

In brackets — the number of thin sections.

деформации с образованием волнистого угасания, деформационных ламелей и субромбоэдрических полос деформации [Суставов, 1998]. Волнистое угасание в жильном кварце плавное, без признаков полигонизации. Волна угасания может быть ориентирована субпараллельно оси с или под углом к ней, встречается волнистое угасание сложной конфигурации. Во взаимно пересекающихся жилах кварц пересекаемых и пересекающих жил пластически деформирован одинаково или в пересекающихся жилах степень пластической деформации ниже. В единичных редких случаях (преимущественно в K2a) пластическая деформация жильного кварца сопровождается начинающейся перекристаллизацией с уменьшением размера зерен — появлением вдоль границ индивидов отдельных новообразованных зерен размерами 0.01–0.02 мм.

Степень пластической деформации кварца может быть приближенно оценена по интенсивности развития волнистого угасания (Ву), которая определялась в баллах: 0 — Ву отсутствует, 0.5 — Ву очень слабое, 1 — Ву слабое, 2 — Ву среднее, 3 — Ву сильное, 4 — Ву очень сильное; повторные определения в одних и тех же группах шлифов показали, что при некотором навыке имеет место хорошая воспроизводимость результатов таких определений. Чтобы исключить возможное влияние резкого различия размеров зерен, оценку интенсивности развития волнистого угасания проводили в агрегатах кварца с близким (0.4–2.0 мм) поперечником индивидов. Определения осуществляли в среднем по всем зернам агрегата, так что при наличии единичных зерен с сильным волнистым угасанием в

преобладающем недеформированном кварце интенсивность волнистого угасания агрегата оценивалась как слабая.

Из всех разновидностей кварца наиболее сильная пластическая деформация обычно свойственна кварцу K2a (рис. 9). Более слабая пластическая деформация K1a во многом обусловлена его шестоватой структурой и приуроченностью жил K1a к пластам максимально компетентных пород — песчаников (тогда как жилы K2a встречаются как среди песчаников, так и преимущественно среди значительно менее компетентных алевропелитовых пород). В P₁ отмечено усиление пластической деформации индивидов кварца K1 в местах их пересечения зародышевыми поверхностями кливажа, переходящими в K1 из вмещающих песчаников; это указывает на связь пластической деформации кварца с образованием кливажа.

K3 подвержен пластической деформации значительно реже, чем K2; если K2 пластически деформирован в 70–90% случаев, то K3 — лишь в 20–40%. Слабая пластическая деформация кварца K3 соответствует его образованию преимущественно позднее K2.

Степень пластической деформации всех разновидностей кварца P₂ выше, чем тех же разновидностей кварца P₁ (см. рис. 9).

Измерения рентгенолюминесценции жильного кварца в области 350–550 нм проведены в Институте геологии и геохимии УрО РАН В.Я. Крохалевым под руководством С.Л. Вотякова по методике, описанной в работе [Вотяков и др., 1993]. Спектры рентгенолюминесценции K1a, K2a и K3 характеризуются наличием максимума 450–490 нм, который в отдельных случаях, особенно в K2a и K3 P₁, сочетается с проявленным в разной степени свечением в области 400–415 нм (рис. 10а–в).

После отжига при 500 и 700°C пробы K2a, кривая рентгенолюминесценции которой при комнатной температуре образована полосами 400 и 480 нм, максимум 480 нм на кривых рентгенолюминесценции исчезает. Полоса 400 нм после отжига при 500°C преобразуется в более интенсивную полосу 390 нм, а после отжига при 700°C — в еще более интенсивную полосу 360–370 нм (рис. 10г). Подобные изменения данных полос рентгенолюминесценции при отжиге наблюдались и в кварце других районов [Вотяков и др., 1993].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Степень постседиментационных изменений терригенных пород. Значения индекса Кюблера слюдястых минералов алевропелитовых пород изученных районов (0.28–0.32 Δ° 2θ) соответствуют уровню постседиментационных изменений пород, отвечающему анхиметаморфизму [Kisch, 1991a; Shata et al., 2003; Van Noten et al., 2011], или метатексту-

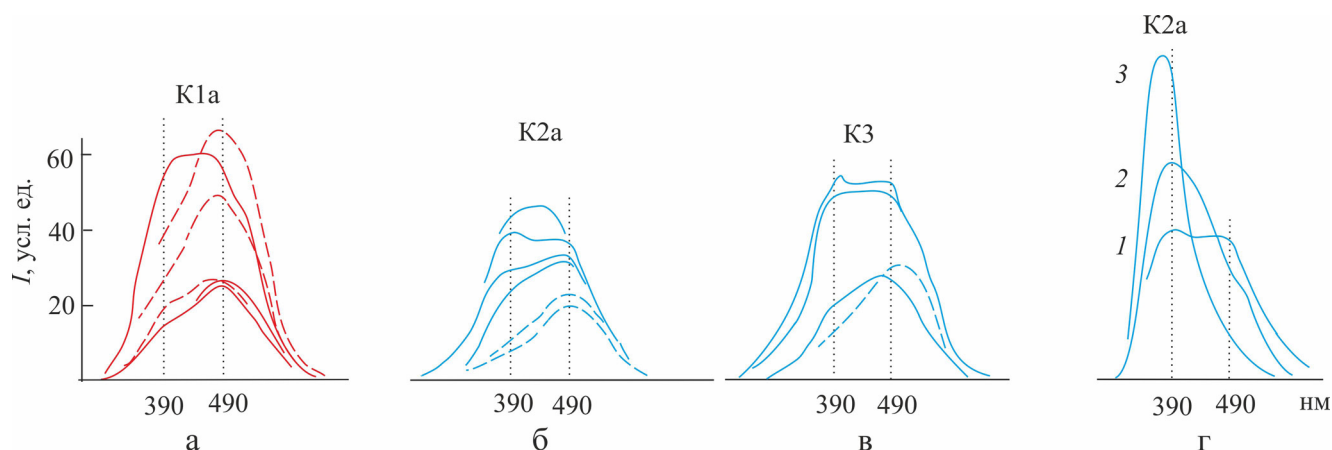


Рис. 10. Кривые рентгенолюминесценции кварца K1a, K2a и K3.

Сплошная линия – P1, штриховая – P2; а–в – сняты при комнатной температуре; г – рентгенолюминесценция пробы K2a при комнатной температуре (1) и после отжига при 500°C (2) и 700°C (3). Интенсивность кривой K2a 3 (г) уменьшена в 13.9 раза.

Fig. 10. X-ray luminescence curves of quartz K1a, K2a and K3.

Solid line – P1, dotted line – P2; а–в – taken at room temperature; г – X-ray luminescence of K2a at room temperature (1) and after annealing at 500°C (2) and 700°C (3). The intensity of curve K2a 3 (г) reduced in 13.9 times.

[Симанович, Тучкова, 2010], коллизионным [Симанович, Тучкова, 2010] преобразованиям пород при температуре 250–300°C [Jacques et al., 2014] (в пределах этих значений находится и температура гомогенизации флюидных включений в жильном кварце K2 – 260–280°C). Отсутствие при обработке этиленгликолем значительного сдвига максимума (001) слюдистых минералов изученных пород является обычным для пород зоны метатекстур [Shata et al., 2003]. Для подвергшихся метатекстуре терригенных обломочных пород характерен и подобный описанному кливаж растворения под давлением [Kisch, 19916; Симанович, Тучкова, 2010; Jacques et al., 2014]. До метатекстуры в рассматриваемых породах протекали процессы литогенеза погружения, соответствующие стадии глубинного катагенеза. Этому отвечает наличие в средне- и мелкозернистых песчаниках конформных и инкорпорационных структур растворения под давлением, а также регенерационных кварцевых и альбитовых кайм на соответствующих обломочных зернах [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010].

При общем соответствии преобразований терригенных пород P1 и P2 метатекстуре степень изменений пород P2 несколько выше, чем аналогичных пород P1. Это следует из отмеченного более крупного размера чешуек хлорита и серицита в цементе песчаников P2, более высоких температур выгорания углеродистого вещества из алевропелитовых пород P2, а также из анализа характера пластической деформации обломочного кварца песчаников.

Приведенная температура метатекстуры (анхиметаморфизма) 250–300°C является температурой перехода от хрупкой к пластической деформации

кварца [Sharp et al., 2005]. При происходящей на этом переходе относительно низкотемпературной пластической деформации в кварце обычно возникает непараллельное оси с неправильное волнистое угасание, не сопровождающееся полигонизацией [Hirth, Tullis, 1992]. Именно такая пластическая деформация свойственна обломочному кварцу песчаников P1. В отличие от этого в обломочном кварце песчаников P2 встречается волнистое угасание, параллельное оси с, и отмечаются проявления полигонизации, что может быть связано с более высокими, чем в P1, температурами деформации кварца (или с более низкими скоростями деформации) [Hirth, Tullis, 1992].

Повышением температуры может быть обусловлено и общее снижение интенсивности и разнообразия проявлений пластической деформации [Симанович, 1978] в обломочном кварце P2 по сравнению с P1. Повышением температуры (или уменьшением скорости деформации) может объясняться и переход от преобладающей в P1 миграционной перекристаллизации к более распространенной в P2 вращательной перекристаллизации обломочного кварца [Hirth, Tullis, 1992]; подобный переход от “рекристаллизационного бластеза” к “рекристаллизационно-грануляционному бластезу” обломочного кварца песчаников по мере увеличения степени их постдиагенетических изменений отмечен в работах [Симанович, 1978; Симанович, Тучкова, 2010].

Согласные кварцевые жилы полосчатой текстуры. Образование согласных жил полосчатой текстуры, подобных изображенным на рис. 4, может быть связано со скольжением между слоями

при образовании складок изгиба в слабометаморфизованных песчано-сланцевых толщах [Fowler, 1996; Fagereng, Byrnes, 2015]. Согласно данным T.J. Fowler [1996], такие жилы могут возникать в самом начале складчатости, до того как наклон крыльев складок достигнет нескольких градусов. Подобным образом могла формироваться и полосчатая жила, изображенная на рис. 4а. Она располагается на нижнем контакте слоя песчаника с подстилающей алевропелитовой породой; это характерно для жил, возникающих при складчатости изгиба со скольжением, – нижний контакт слоя песчаника является наиболее благоприятным местом для такого скольжения [Fowler, 1996; Van Noten et al., 2011]. Межслоевое скольжение фиксируется наличием борозд скольжения на стенках жил полосчатой текстуры (см. рис. 4в, г) и на прослоях породы внутри этих жил.

Скольжение между пластами на ранних стадиях складчатости обычно происходит в условиях близлитоостатического флюидного давления [Fowler, 1996]. Флуктуации последнего приводят к периодическому приоткрыванию промежутков между пластами. Эти промежутки последовательно заполняются кварцем, что и приводит к образованию согласных жил полосчатой текстуры. В случае последующего более значительного повышения флюидного давления до сверхлитоостатических значений происходит общее перераспределение трещинообразующих напряжений, приводящее к формированию жил растяжения, поперечно секущих согласные жилы [Meneghini et al., 2007; Van Noten et al., 2011].

Разновидности кварца K1–K3. Различаясь микроструктурами, рассматриваемые разновидности кварца K1–K3 имеют ряд особенностей, объединяющих их в единую группу. Они нередко совместно присутствуют в одних и тех же жилах, могут быть связаны взаимными переходами, сопровождаются одними и теми же сопутствующими минералами (хлоритом, альбитом, карбонатами), содержат сходные флюидные включения (в том числе трехфазовые включения с жидкой CO_2), в той или иной степени подвержены пластической деформации.

K1a, K2a и K3 сходны по рентгенолюминесценции (имеют одинаковые максимумы свечения в области 450–490 нм, см. рис. 10а–в). В других районах между подобными разновидностями кварца отмечается сходство по изотопному составу кислорода [Cox et al., 1995; Kontak et al., 2011; Fagereng, Harris, 2014] и содержанию элементов-примесей [Wolff, 2012]. Согласно W.R.G. Wolff [2012], содержание элементов-примесей (метод LA-ICP-MS) в подобных разновидностях кварца низкое. В частности, содержание Li преимущественно не превышает 1 г/т. Почти полное отсутствие Li (менее 0.2 г/т) отмечено Н.Г. Гамяниным с соавторами [2014] в аналогичном (“гидротермально-метаморфогенном”) кварце к югу от P2 (Тарынский рудно-россыпной

узел). В K1 (P2), по результатам спектрохимических анализов (ПГО “Уралкварцсамоцветы”), содержание Li составляет 1.1 г/т, в K2 (P2) – 0.8 г/т. Низкому содержанию элементов-примесей отвечают [Франк-Каменецкий, Каменцев, 1967] и приведенные параметры элементарной ячейки пробы кварца K2a. Рентгенолюминесценция в области 450–490 нм, таким образом, свойственна в данном случае кварцу с низким содержанием Li.

Отмеченные черты сходства разновидностей кварца K1–K3 обусловлены, по-видимому, идентичным или близким составом кварцобразующих растворов и относительно близким временем формирования этих разновидностей [Kontak et al., 2011; Wolff, 2012]. На взаимосвязь и близость во времени образования разных систем жильных трещин, заполняемых кварцем разной структуры, указывают случаи переходов согласных жил в поперечно-секущие, наличие как пересечений согласных жил полосчатой текстуры (K3, K2) поперечно-секущими жилами (K1, K2, K3), так и обратных соотношений, а также чередование взаимных пересечений согласных и поперечно-секущих жил (см. рис. 5г). В других районах отмечается сходство изотопного состава кислорода кварца согласных жил полосчатой текстуры и поперечно-секущих жил [Kontak et al., 2011; Fagereng, Harris, 2014].

Различие микроструктур кварца K1, K2 и K3 при их отложении из сходных растворов в значительной мере может быть связано с различным характером раскрытия жильных трещин: K1 отлагался в процессе медленного плавного или малоамплитудного прерывистого раскрытия жильных трещин, K2 – преимущественно после быстрого большеамплитудного раскрытия трещин, K3 – после быстрого раскрытия трещин, сопровождавшегося брекчированием вмещающих пород [Foxford et al., 1991; Суставов, 2005; Wolff, 2012].

При заполнении одной и той же жильной трещины нередко сначала происходит медленное плавное или малоамплитудное раскрытие на небольшую мощность с образованием малоомощного агрегата K1, а затем большеамплитудное раскрытие и отложение K2, т. е. со временем скорость раскрытия жилловмещающих трещин увеличивается. При этом, по-видимому, возрастает пересыщение кварцобразующих растворов кремнеземом: если при образовании K1 индивиды растут преимущественно от кварцевых затравок на стенках полостей, то при кристаллизации K2, и особенно K3, индивиды зарождаются во всем объеме полости [Суставов, 2005].

В ходе последовательного жилообразования, сопровождавшегося увеличением амплитуды и скорости раскрытия жильных трещин, кварцобразующая флюидная система могла становиться более открытой, менее связанной с поровыми растворами окружающих пород. В связи с этим влияние вмещающих пород на минеральный состав жил стано-

вилось меньшим, что могло приводить к возникновению более мощных почти чисто кварцевых жил или чисто кварцевых участков жил.

При одинаковом наборе разновидностей жильного кварца в P1 и P2 между кварцевыми жилами этих районов имеется ряд различий. В P2 кварцевое жилообразование проявлено более интенсивно; здесь значительно больше, чем в P1, развиты жилы параллельно-шестоватого кварца K1 и значительно меньше – гипидиоморфного кварца K3. Жильный кварц P2 подвержен более сильной пластической деформации (см. рис. 9), во флюидных включениях в кварце P2 намного чаще, чем в кварце P1, присутствует CO₂ (см. рис. 8). Данные различия отвечают более интенсивным складчатости и кливажеобразованию, а также более высокой степени метатекстурности (анхимероморфизма) в P2 по сравнению с P1.

Жилы K1–K3 и цикл орогенеза. Рассматриваемая совокупность жил K1–K3 включает в себя жилы, образование которых, как и в других районах [Van Noten et al., 2011; Boutoux et al., 2014; Jacques et al., 2014], могло происходить на ранней и на поздней стадии орогенеза (совместно жилы K1–K3, возникавшие на той и другой стадии орогенеза, могут называться “орогенными” – при характеристике подобных жил этот термин используется в работах [Wolff, 2012; Jacques et al., 2014]).

К раннеорогенным [Boutoux et al., 2014; Jacques et al., 2014] из рассматриваемой совокупности жил K1–K3 в первую очередь могут быть отнесены согласные жилы полосчатой текстуры, изображенные на рис. 4. Подобные жилы образуются в слабометаморфизованных песчано-сланцевых толщах на ранних стадиях складчатости [Fowler, 1996; Van Noten et al., 2011]. От этих жил (сложены преимущественно K2 и K3) обычно значительно не оторваны во времени [Meneghini et al., 2007; Kontak et al., 2011; Van Noten et al., 2011] поперечно секущие их жилы K1–K3.

Многие жилы K1 возникали в одно время с образованием в той или иной степени проявленного кливажа вмещающих пород: наблюдаются как пересечения жил K1 развивающимися в песчаниках зародышевыми поверхностями кливажа, так и обратные пересечения жилами K1 этих поверхностей; подобные соотношения указывают на формирование жил на ранней стадии орогенеза [Boutoux et al., 2014; Jacques et al., 2014]. Пластическая деформация, которой часто подвержен кварц K1–K3, в сходной геологической обстановке также обычно свойственна кварцу раннеорогенных жил [Depoorter et al., 2014; Jacques et al., 2014]. В ореоле ороговикования вокруг коллизионного [Митрофанов, 2005] постскладчатого Беккемского гранитного массива раннеорогенные жилы K1–K3 подвергаются контактовому метаморфизму [Суставов, 1988].

Позднеорогенные кварцевые жилы образуются в период завершения складчатых деформаций

и при переходе терригенных толщ, наблюдаемых на данном уровне эрозионного среза, на меньшие глубины, чем при возникновении раннеорогенных жил [Jacques et al., 2014]. В силу перехода на позднеорогенной стадии на меньшие глубины с более низкими температурами, чем необходимы для пластической деформации кварца, кварц позднеорогенных жил обычно не несет признаков пластической деформации [Depoorter et al., 2014; Jacques et al., 2014]. На изученных площадях отсутствие пластической деформации особенно часто свойственно гипидиоморфному кварцу K3 (как отмечено ранее, он пластически деформирован лишь в 20–40% случаев), так что к позднеорогенным могут, по крайней мере частично, относиться жилы не подвергшегося пластической деформации гипидиоморфного кварца K3.

ВЫВОДЫ

1. Уровень постседиментационных изменений терригенных пород изученных районов отвечает метатекстурности (анхимероморфизму). При этом степень изменений пород зоны Адыча-Тарынского разлома несколько выше, чем аналогичных пород южной части Адыча-Эльгинского антиклинория.

2. Жилы, залегающие среди терригенных пород рассматриваемых районов, сложены кварцем параллельно-шестоватой, аллотриоморфной и гипидиоморфной структуры. Данные структурные разновидности кварца могут быть связаны взаимными переходами, сопровождаются одними и теми же сопутствующими минералами (хлоритом, альбитом, карбонатами), содержат сходные флюидные включения, обладают аналогичной рентгенолюминесценцией. Соответствие минерального состава кварцевых жил и окружающих их терригенных пород обусловлено близостью кварцобразующих процессов к равновесию с вмещающими породами.

3. По сравнению с изученной частью Адыча-Эльгинского антиклинория в зоне Адыча-Тарынского разлома, где вмещающие терригенные породы подверглись более интенсивной складчатости и несколько более сильному метатекстурности (анхимероморфизму), кварцевое жилообразование проявлено более интенсивно, больше распространены жилы параллельно-шестоватого кварца и значительно меньше – гипидиоморфного кварца, жильный кварц намного чаще содержит флюидные включения с повышенным содержанием углекислоты и сильнее пластически деформирован.

4. Различия микроструктур кварца в рассматриваемых жилах в значительной степени связаны с характером раскрытия жильных трещин: параллельно-шестоватый кварц отлагался в процессе медленного плавного или малоамплитудного прерывистого раскрытия трещин, аллотриоморфный – преимущественно после быстрого больше-

амплитудного раскрытия трещин, гипидиоморфный – после раскрытия трещин, сопровождающегося брекчированием вмещающих пород. Последовательность жилобразования в основном соответствует возрастанию амплитуды и скорости раскрытия трещин.

5. Согласно жилы полосчатой текстуры и сопровождающие их поперечно-секущие жилы, сложенные кварцем, подвергшимся пластической деформации, являются раннеорогенными, возникавшими на начальных стадиях складчатости. Жилы не подвергшегося пластической деформации гипидиоморфного кварца, по крайней мере, частично, могут быть позднеорогенными, сформировавшимися в период завершения складчатых деформаций и при переходе вмещающих терригенных толщ на меньшие глубины.

Автор благодарен С.Л. Вотякову (Институт геологии и геохимии УрО РАН) за проведение комплекса рентгенолюминесцентных измерений, а также сотрудникам Уральского государственного горного университета Н.Г. Сапожниковой и В.И. Кайнову за рентгеноструктурные анализы, Е.П. Макагонову, С.Я. Берсеневу и В.А. Петрову за участие в полевых работах и отборе проб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. и др. (2001) Сарылахское и Сентачанское золотосурьмяные месторождения: геология, минералогия и геохимия. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 218 с.
- Бахарев А.Г., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Избеков П.Э. (1997) Стресс и магматизм Верхне-Инди́гирской кольцевой структуры. *Отчет. геол.*, (9), 15-19.
- Вертушков Г.Н., Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Соколов Ю.А., Якшин В.И. (1969) Жильный кварц восточного склона Урала. Ч. 1. Тр. Свердл. горн. ин-та, (58), 100 с.
- Вотяков С.Л., Крохалев В.Я., Пуртов В.К., Краснобаев А.А. (1993) Люминесцентный анализ структурного совершенства кварца. Екатеринбург: УИФ Наука, 70 с.
- Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Рыжкович Е.В. (2014) Типоморфизм и РТ-условия формирования жильного кварца полихронных месторождений. *Наука и образование*, (4), 21-27.
- Гусев Г.С. (1979) Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. М.: Наука, 208 с.
- Малишевская А., Рыка В. (1989) Петрографический словарь. М.: Недра, 590 с.
- Митрофанов Н.П. (2005) Геодинамические режимы в северо-западном секторе Тихоокеанского рудного пояса на рудном этапе формирования месторождений олова. *Тихоокеан. геол.*, (1), 59-72.
- Омельяненко Б.И., Воловикова И.М., Дриц В.А., Звягин Б.Б., Андреева О.В., Сахаров Б.А. (1982) О содержании понятия серицит. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (5), 69-87.
- Симанович И.М. (1978) Кварц песчаных пород. Тр. ГИН АН СССР, (314), 154 с.
- Симанович И.М., Тучкова М.И. (2010) Постдиагенетические преобразования терригенных комплексов в складчатых и платформенных областях: сравнительный анализ. *Литосфера*, (4), 3-17.
- Суставов О.А. (1973) Жильный кварц Сарылахского золотосурьмяного месторождения в Восточной Якутии. Тр. Свердл. горн. ин-та, (95), 28-38.
- Суставов О.А. (1988) Рекристаллизация жильного кварца и контактовый метаморфизм (Беккемский гранитный массив, Восточная Якутия). *Зап. ВМО*, (3), 319-327.
- Суставов О.А. (1991) Особенности формирования кварцевых жил в связи со становлением Беккемского гранитного массива (Восточная Якутия). *Докл. АН СССР*, **318**(5), 1194-1199.
- Суставов О.А. (1998) Кливаж и перекристаллизация кварца в терригенных породах верхоянского комплекса (Яно-Инди́гирская зона). *Изв. Урал. гос. горно-геол. акад. Сер. Геол. и геофиз.*, (8), 49-55.
- Суставов О.А. (2005) Структуры кристаллизации кварца в жильных полостях. Урал. минерал. школа – 2005. Екатеринбург: УГГУ, 93 с.
- Талицкий В.Г. (1989) Механизм образования кливажа в обломочных горных породах. *Вестн. МГУ. Сер. 4*, (1), 19-27.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) (2001) (Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 571 с.
- Франк-Каменецкий В.А., Каменцев И.Е. (1967) Микроизоморфизм и условия образования кварца. *Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования*. Л.: Наука, 65-76.
- Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И. (2014) Золотокварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан (Северо-Восток России). *Тихоокеан. геол.*, (4), 50-62.
- Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Гамянин Г.Н., Соловьев Е.Э. (2015) Орогенные золоторудные месторождения со значительным ресурсным потенциалом центральной части Яно-Колымского пояса. *Разв. и охр. недр.*, (11), 3-9.
- Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И. и др. (1998) Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра, 352 с.
- Adams A. (1920) A microscopic study of vein quartz. *Econ. Geol.*, **15**(8), 623-664.
- Boutoux A., Verlaque A., Bellahsen N. et al. (2014) Fluid systems above basement shear zones during inversion of pre-orogenic sedimentary basins (External Crystalline Massifs, Western Alps). *Lithos*, **206-207**, 435-453.
- Cox S.F. (1999) Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. (Eds K. McCaffrey, L. Loneragan, J. Wilkinson). *Geol. Soc. London., Special Publ.*, **155**, 123-139.
- Cox S.F., Sun S.S., Etheridge M.A., Wall V.J., Potter T.F. (1995) Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. *Econ. Geol.*, **90**(6), 1722-1746.
- Depoorter S., Jacques D., Piessens K., Muchez P., Sintubin M. (2014) The Mousny massive quartz occur-

rence – the vestige of a late-orogenic dilational jog in the High-Ardenne slate belt (Belgium). *Geol. Belgica*, **17**(3-4), 293-310.

- Fagereng Å., Byrnes G. (2015) A range of fault slip styles on progressively misoriented planes during flexural-slip folding, Cape Fold Belt, South Africa. *J. Struct. Geol.*, **70**, 156-169.
- Fagereng Å., Harris C. (2014) Interplay between fluid flow and fault-fracture mesh generation within underthrust sediments: Geochemical evidence from the Chrystalls Beach Complex, New Zealand. *Tectonophysics*, **612-613**, 147-157.
- Fowler T.J. (1996) Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia. *J. Struct. Geol.*, **18**(12), 1399-1415.
- Foxford K.A., Nicholson R., Polya D.A. (1991) Textural evolution of W-Cu-Sn-bearing hydrothermal veins at Minas da Panasqueira, Portugal. *Miner. Mag.*, **55**, 435-445.
- Hirth G., Tullis J. (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**(2), 145-159.
- Jacques D., Derez T., Muchez P., Sintubin M. (2014) Syn- to late-orogenic quartz veins marking a retrograde deformation path in a slate belt: Examples from the High-Ardenne slate belt (Belgium). *J. Struct. Geol.*, (58), 43-58.
- Kisch H.J. (1991a) Illite crystallinity: Recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and inter-laboratory samples. *J. Metam. Geol.*, **9**(6), 665-670.
- Kisch H.J. (1991b) Development of cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *J. Metam. Geol.*, **9**(6), 735-750.
- Kontak D.J., Horne R.J., Kyser K. (2011) An oxygen isotope study of two contrasting orogenic vein gold systems in the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada, with implications for fluid sources and genetic models. *Min. Depos.*, **46**, 289-304.
- Meneghini F., Marroni M., Pandolfi L. (2007) Fluid flow during accretion in sediment-dominated margins: Evidence of a high-permeability fossil fault zone from the Internal Ligurian accretionary units of the Northern Apennines, Italy. *J. Struct. Geol.*, **29**, 515-529.
- Sharp Z.D., Masson H., Lucchini R. (2005) Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins: Extreme paleoaltitudes of the Central Alps in the Neogene. *Amer. J. Sci.*, **305**, 187-219.
- Shata S.R., Hesse R.F.M., Vali H. (2003) Expandability of anchizonal illite and chlorite: Significance for crystallinity development in the transition from diagenesis to metamorphism. *Amer. Miner.*, **88**, 748-762.
- Van Noten K., Muchez P., Sintubin M. (2011) Stress-state evolution of the brittle upper crust during compressional tectonic inversion as defined by successive quartz vein types (High-Ardenne slate belt, Germany). *J. Geol. Soc. London.*, **168**, 407-422.
- Wolff W.R.G. (2012) Microstructures and trace element signatures of orogenic quartz veins in the Klondike district, Yukon territory, Canada. *Earth and Ocean Sciences Undergraduate Honours Thesis*. University of British Columbia, 68 p.
- Yardley B.W.D., Cleverley J.S. (2015) The role of metamorphic fluids in the formation of ore deposits. *Ore Deposits in an Evolving Earth*. (Ed. by G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, M.P. Smith, A.J. Boyce, J.J. Wilkinson). *Geol. Soc. London, Special Publ.*, **393**, 117-134.
- Amuzinsky V.A., Anisimova G.S., Zhdanov Yu.Ya. et al. (2001) *Sarylakhskoe i Sentachanskoe zoloto-sur'myanye mestorozhdeniya: geologiya, mineralogiya i geokhimiya* [Sarylah and Sentachan gold-antimony deposits: geology, mineralogy and geochemistry]. Moscow, MAIK "Nauka-Interperiodica" Publ., 218 p. (In Russian)
- Adams A. (1920) A microscopic study of vein quartz. *Econ. Geol.*, **15**(8), 623-664.
- Baharev A.G., Zaytzev A.I., Nenashev N.I., Izbekov P.E. (1997) Structure and magmatism of the Upper-Indigirka ring structure. *Otech. Geol.*, (9), 15-19. (In Russian)
- Boutoux A., Verlaquet A., Bellahsen N. et al. (2014) Fluid systems above basement shear zones during inversion of pre-orogenic sedimentary basins (External Crystalline Massifs, Western Alps). *Lithos*, **206-207**, 435-453.
- Cox S.F. (1999) Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. (Eds K. McCaffrey, L. Loneragan, J. Wilkinson). *Geol. Soc. London, Special Publ.*, **155**, 123-139.
- Cox S.F., Sun S.S., Etheridge M.A., Wall V.J., Potter T.F. (1995) Structural and geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia. *Econ. Geol.*, **90**(6), 1722-1746.
- Depoorter S., Jacques D., Piessens K., Muchez P., Sintubin M. (2014) The Mousny massive quartz occurrence – the vestige of a late-orogenic dilational jog in the High-Ardenne slate belt (Belgium). *Geol. Belgica*, **17**(3-4), 293-310.
- Fagereng Å., Byrnes G. (2015) A range of fault slip styles on progressively misoriented planes during flexural-slip folding, Cape Fold Belt, South Africa. *J. Struct. Geol.*, **70**, 156-169.
- Fagereng Å., Harris C. (2014) Interplay between fluid flow and fault-fracture mesh generation within underthrust sediments: Geochemical evidence from the Chrystalls Beach Complex, New Zealand. *Tectonophysics*, **612-613**, 147-157.
- Fowler T.J. (1996) Flexural-slip generated bedding-parallel veins from central Victoria, Australia. *J. Struct. Geol.*, **18**(12), 1399-1415.
- Foxford K.A., Nicholson R., Polya D.A. (1991) Textural evolution of W-Cu-Sn-bearing hydrothermal veins at Minas da Panasqueira, Portugal. *Miner. Mag.*, **55**, 435-445.
- Frank-Kamenetsky V.A., Kamentsev I.E. (1967) Microisomorphism and quartz formation conditions. *Problemy kristalloghimii mineralov i endogennogo mineraloobrazovaniya* [Problems of crystal chemistry of minerals and endogenous mineral formation]. Leningrad, Nauka Publ., 65-76. (In Russian)
- Fridovskii V.Yu., Gamyanin G.N., Polufuntikova L.I. (2014) Gold-quartz and antimony mineralization of the deposit Maltan (northeast Russia). *Tikhookean. Geol.*, (4), 50-62. (In Russian)
- Fridovskii V.Yu., Polufuntikova L.I., Gamyanin G.N., Solov'ev E.E. (2015) Orogenic gold deposits with significant resource potential of the central part of the Yana-Kolyma belt. *Razvedka i okhrana nedr*, (11), 3-9. (In Russian)
- Gamyanin G.N., Fridovskii V.Yu., Polufuntikova L.I., Ryzhkovich E.V. (2014) Typomorphism and PT-conditions of polychronous deposits vein quartz formation. *Nauka i ob-*

- razovanie [Sci. and education], (4), 21-27. (In Russian)
- Gusev G.S. (1979) *Skladchatye struktury i razlomy Verhoyano-Kolymskoi sistemy mezozoid* [Fold structures and faults of the Verkhoyansk-Kolyma system of mezozooids]. Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russian)
- Hirth G., Tullis J. (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, **14**(2), 145-159.
- Jacques D., Derez T., Muchez P., Sintubin M. (2014) Syn- to late-orogenic quartz veins marking a retrograde deformation path in a slate belt: Examples from the High-Ardenne slate belt (Belgium). *J. Struct. Geol.*, (58), 43-58.
- Kisch H.J. (1991a) Illite crystallinity: Recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and inter-laboratory samples. *J. Metam. Geol.*, **9**(6), 665-670.
- Kisch H.J. (1991b) Development of cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *J. Metam. Geol.*, **9**(6), 735-750.
- Kontak D.J., Horne R.J., Kyser K. (2011) An oxygen isotope study of two contrasting orogenic vein gold systems in the Meguma Terrane, Nova Scotia, Canada, with implications for fluid sources and genetic models. *Miner. Depos.*, **46**, 289-304.
- Malishevskaya A., Ryka V. (1989) *Petrograficheskii slovar'* [Petrography dictionary]. Moscow, Nedra Publ., 590 p. (In Russian)
- Meneghini F., Marroni M., Pandolfi L. (2007) Fluid flow during accretion in sediment-dominated margins: Evidence of a high-permeability fossil fault zone from the Internal Ligurian accretionary units of the Northern Apennines, Italy. *J. Struct. Geol.*, **29**, 515-529.
- Mitrofanov N.P. (2005) Geodynamic regimes in the north-western sector of the Pacific ore belt for the ore stage of tin deposits formation. *Tikhookean. Geol.*, (1), 59-72. (In Russian)
- Omel'yanenko B.I., Volovikova I.M., Driz V.A., Zvyagin B.B., Andreeva O.V., Sakharov B.A. (1982) On the concept of sericite. *Izv. Acad. Sci. USSR. Ser. Geol.*, (5), 69-87. (In Russian)
- Sharp Z.D., Masson H., Lucchini R. (2005) Stable isotope geochemistry and formation mechanisms of quartz veins: Extreme paleoaltitudes of the Central Alps in the Neogene. *Amer. J. Sci.*, **305**, 187-219.
- Shata S.R., Hesse R.F.M., Vali H. (2003) Expandability of anchizonal illite and chlorite: Significance for crystallinity development in the transition from diagenesis to metamorphism. *Amer. Miner.*, **88**, 748-762.
- Shvanov V.N., Frolov V.T., Sergeeva E.I. et al. (1998) *Sistematika i klassifikatsii osadochnykh porod i ikh analogov* [Systematics and classifications of sedimentary rocks and their analogues]. St-Petersburg, Nedra Publ., 352 p. (In Russian)
- Simanovich I.M. (1978) *Kvarts peschanykh porod* [Quartz of sand rocks]. *Proc. Geol. Inst. Acad. Sci. USSR*, (314), 154 p. (In Russian)
- Simanovich I.M., Tuchkova M.I. (2010) Postdiagenetic transformation of terrigenous complexes in folded and platform areas: a comparative. *Litosfera*, (4), 3-17. (In Russian)
- Sustavov O.A. (1973) Vein quartz of gold-antimony deposit in Eastern Yakutia. *Proc. Sverdl. Mining Inst.*, (95), 28-38. (In Russian)
- Sustavov O.A. (1988) Vein quartz recrystallization and contact metamorphism (Bekkem granite massif, Eastern Yakutia). *Zapiski RMO*, (3), 319-327. (In Russian)
- Sustavov O.A. (1991) Features of quartz veins formation in connection with the formation Bekkem granite massif (Eastern Yakutia). *Dokl. AN USSR*, **318**(5), 1194-1199. (In Russian)
- Sustavov O.A. (1998) Cleavage and quartz recrystallization in clastic rocks of the Verkhoyansk complex (Yana-Indigirka area). *Izv. Ural. State Mining and Geol. Acad., Ser. geol. and geofiz.*, (8), 49-55. (In Russian)
- Sustavov O.A. (2005) *Struktury kristallizatsii kvarza v zhil'nykh polostyakh* [Quartz crystallization textures in vein cavities]. Urals mineral. school - 2005. Ekaterinburg, UGGU Publ, 93p. (In Russian)
- Talitsky V.G. (1989) The mechanism of cleavage formation in clastic rocks. *Vestn. MGU. Ser. 4*, (1), 19-27. (In Russian)
- Tektonika, geodinamika i metallogeniya territorii respublik Saha (Yakutiya)* [Tectonics, geodynamics and metallogeny of Sakha Republic (Yakutia)] (2001) (Eds L.M. Parfenov, M.I. Kuz'min). Moscow, MAIK "Nauka-Interperiodica" Publ., 571p. (In Russian)
- Van Noten K., Muchez P., Sintubin M. (2011) Stress-state evolution of the brittle upper crust during compressional tectonic inversion as defined by successive quartz vein types (High-Ardenne slate belt, Germany). *J. Geol. Soc. London.*, **168**, 407-422.
- Vertushkov G.N., Emlin E.F., Sinkevich G.A., Sokolov Yu.A., Yakshin V.I. (1969) *Zhil'nyi kvarts vostochnogo sklona Urala* [Vein quartz on the Eastern slope of the Urals]. Pt 1. *Proc. Sverdl. Mining Inst.*, (58), 100 p. (In Russian)
- Votyakov S.L., Krohalev V.Ya., Purtov V.K., Krasno-baev A.A. (1993) *Lyuminescentnyi analiz strukturnogo sovershenstva kvarza* [Luminescent analysis of the structural perfection of quartz]. Ekaterinburg, UIF Nauka Publ., 70 p. (In Russian)
- Wolff W.R.G. (2012) Microstructures and trace element signatures of orogenic quartz veins in the Klondike district, Yukon territory, Canada. *Earth and Ocean Sciences Undergraduate Honours Thesis*. University of British Columbia, 68 p.
- Yardley B.W.D., Cleverley J.S. (2015) The role of metamorphic fluids in the formation of ore deposits. *Ore Deposits in an Evolving Earth*. (Eds G.R.T. Jenkin, P.A.J. Lusty, I. McDonald, M.P. Smith, A.J. Boyce, J.J. Wilkinson). *Geol. Soc. London, Special Publ.*, **393**, 117-134.

УДК 549.616:553.896.425.1

МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ СКАРНОВ, ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ГРАНИТАМИ (НА ПРИМЕРЕ УФИМСКОГО РУДНИКА, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. А. И. Белковский¹, А. Р. Нестеров²¹Институт минералогии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: belk@mineraloge.ru²Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7/9

Поступила в редакцию 12.09.2017 г.; принята к печати 15.01.2018 г.

Скарны спессартин-родонитового состава были обнаружены в южной части Уфалейского метаморфического блока в пределах Уфимского железорудного месторождения (Центрально-уральское поднятие, Южный Урал). Скарны связаны с зоной пересечения слоя железистых кварцитов жилами гранитных пегматитов, встречающимися среди рифейско-вендских метагббродов и гранитогнейсов (1350–590 млн лет) и щелочных гранитов с эгирином и рибекитом (290–270 млн лет). Марганцевая минерализация представлена двумя ассоциациями: скарновой (родонит, спессартин, йохансенит, пирохмангит, магнетит) и апоскарновыми метасоматитами (железомарганцевые гранаты, амфиболы и биотит). Апоскарновы метасоматиты сопровождаются баритом, кварцем и сульфидами (пирит, халькопирит, алабандин). Исследованный родонит по химическому составу (SiO_2 – 46.0–47.0, FeO – 8.5–9.0, MnO – 36.0–37.0, CaO – 5.0–6.0, ZnO – 0.5–0.8 мас. %) резко отличен от родонита из месторождений уральского “марганцевого шпата” (SiO_2 – 46.0, FeO – 0.2–0.3, MnO – 50.0–51.0, CaO – 3.0–3.3 мас. %). Спессартин, сопровождающий родонит, имеет зональную структуру – от центра к периферии содержание компонентов в них варьирует от спессартина до альмандин-спессартина. По химической активности и химическим свойствам они близки к марганцевым амфиболам ряда уральских родонитовых месторождений (Курганово и др.). Постоянное присутствие бериллиево минерализации (гельвина, гентгельвина, фенакита и др.) в марганцевых скарнах позволяет предположить возможность поиска геливиновой минерализации в скарнах и апоскарновых метасоматитах Уфимского рудника. Широкое развитие в шахтной зоне щелочных гранитов с эгирином, рибекитом также позволяет полагать, что изученные марганцевые скарны генетически связаны со щелочными гранитами А-типа.

Ключевые слова: марганцевые скарны, апоскарновые метасоматиты, родонит, железомарганцевые гранаты и амфиболы, Уфимский рудник, Южный Урал

MINERALOGY OF MANGANESE SKARNS, GENETICALLY RELATED TO ALKALINE GRANITES (ON THE EXAMPLE OF THE UFA MINE, SOUTHERN URALS)

Anatolii I. Belkovsky¹, Aleksandr R. Nesterov²¹Institute of Mineralogy UB RAS, 456317, Ilmensky Reserve, Miass, Chelyabinsk Region, Russia, e-mail: belk@mineraloge.ru²St-Petersburg State University, 7/9, Universitetskaya naberezhnaya, St-Petersburg, 199034, Russia

Received 12.09.2017; accepted 15.01.2018

Skarns of spessartine-rhodonite composition were detected in the Southern part of the Ufaei metamorphic block within limits of the Ufimian iron mine deposit (Central Uralian uplift, Southern Urals). The skarns are associated with the zone of ferruginous quartzite layer, which are intersected by the vein of granite pegmatites, occurring among the Riphean-Vendian metagabbroids and granite-gneisses (1350–590 Ma) and alkaline granites with aegirine and riebeckite (290–270 Ma). Manganese mineralization is presented by two associations: skarn (rhodonite, spessartine, johannsenite, pyroxmangite, magnetite) and aposkarn metasomatites (ferromangnesian garnets, amphiboles and biotite). Aposkarn metasomatites are accompanied by barite, quartz and sulfides (pyrite, chalcopyrite, alabandite). On its chemical composition the researched rhodonite (SiO_2 – 46.0–47.0, FeO – 8.5–9.0, MnO – 36.0–37.0, CaO – 5.0–6.0, ZnO – 0.5–0.8 wt %) sharply different from the composition of rhodonite of the deposits Uralian “manganese spar” (SiO_2 – 46.0, FeO – 0.2–0.3, MnO – 50.0–51.0, CaO – 3.0–3.3 wt %). Spessartine, accompanying rhodonite, has zonal structure – from center to periphery the component content in them varies from spessartine to almandine-spessartine. On chemical activity and chemical properties they are close to manganese amphiboles of a number of the Uralian rhodonite deposits (Kurganovo, etc.). Constant presence of berillium mineralization (helvite, genthelvite, phenacite and oth.) in manganese skarns makes it possible to assume a possibility of finding helvite mineralization in skarns and aposkarn metasomatites of the Ufimian mine. A wide development

Для цитирования: Белковский А.И., Нестеров А.Р. (2018) Минералогия марганцевых скарнов, генетически связанных со щелочными гранитами (на примере Уфимского рудника, Южный Урал). *Литосфера*, **18**(1), 127–132. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-127-132

For citation: Belkovsky A.I., Nesterov A.R. (2018) Mineralogy of manganese skarns, genetically related to alkaline granites (on the example of the Ufa mine, Southern Urals). *Litosfera*, **18**(1), 127–132. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-127-132

in the mine area of alkaline granites with aegirine, riebeckite also allows believe, that the studied manganese skarns are genetically associated with the A-type alkaline granites.

Keywords: *manganese skarns, aposkarn metasomatites, rhodonite, ferromagnesian granites and amphiboles, Ufimian mine, the Southern Urals*

ВВЕДЕНИЕ

Скарны спессартин-родонитового состава [Овчинников, 1960] обнаружены в южной части Уфа-

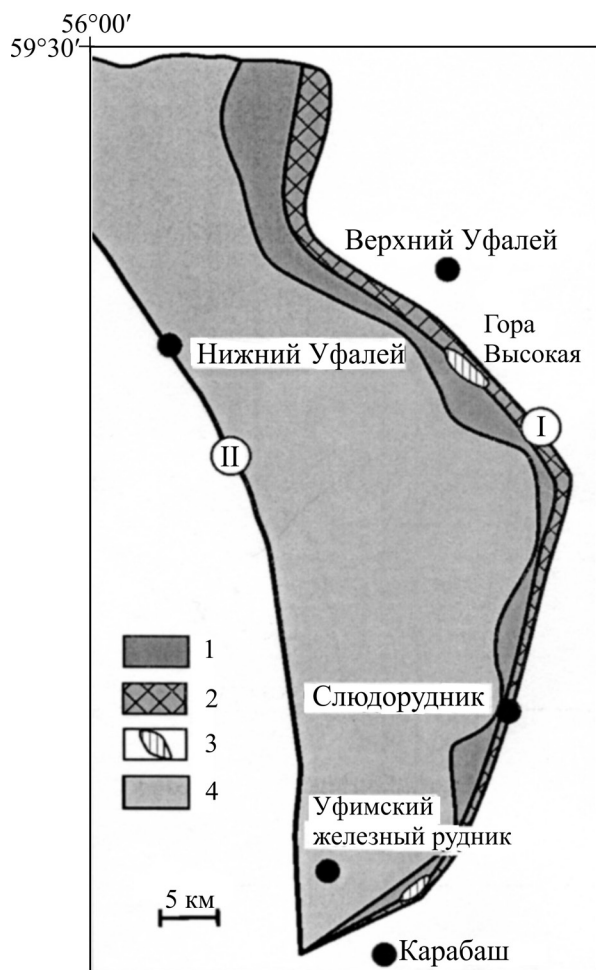


Рис. 1. Тектоническая схема Уфалейского метаморфического блока.

1–3 – Куртинский эклогит-сланцевый мегамеланж: высокобарическая (1) и низкобарическая (2) части мегамеланжа, 3 – гранатовые пироксениты и эклогиты; 4 – Егустинский амфиболит-габбровый комплекс. I, II – разломы: I – Главный Уральский, II – Зюраткульский.

Fig. 1. Tectonic scheme of the Ufalety metamorphic block.

1–3 – zones of the Main Urals collision suture in the Kurta eclogite-slate megamelaenge: 1 – high-pressure; 2 – low-pressure; 3 – garnet pyroxenites, serpentinites, magmatite-olivine, clinohymite and chlorite rocks; 4 – Egysta amphibolite-gabbro complex. I, II – faults: I – Main Urals collision suture, II – Zyuratkul fault.

лейского метаморфического блока в пределах Уфимского железного рудника [Николаев, 1902]. Предметом добычи являлся магнетит, содержащий примеси граната, родонита и барита. В геологическом отношении рассматриваемая площадь представлена рифейско-вендскими (1350–590 млн лет) метагабброидами, мигматитами, гранитогнейсами, железистыми (магнетитовыми) кварцитами, пегматитами, щелочными гранитами с эгирином и рибекитом (рис. 1). Скарны связаны с зоной пересечения пласта железистых кварцитов жилой гранитных пегматитов (рис. 2). Скарновая минерализация приурочена к лежащему боку пегматитовой жилы. Скарнированию подверглись в основном железистые кварциты. Мощность скарнового тела не превышает 3.0–3.5 м. Химический состав главных типов горных пород Уфимского рудника приведен в табл. 1. По химизму железистые кварциты Уфимского рудника неотличимы от магнетитовых кварцитов Тараташского и Ильменогорского метаморфических блоков [Лукошков, 1978].

Минеральный состав скарнов Уфимского рудника следующий: родонит, спессартин, пироксмангит, йохансенит, магнетит, манганокуммингтонит, марганцевые актинолит и биотит, алабандин, кварц, кальцит, барит, пирит, халькопирит, золото [Белковский, Локтина, 1977].

Целью настоящей статьи является изучение основных породообразующих минералов рассматриваемой группы пород: родонита, марганцевых гранатов и амфиболов, магнетита.

Рентгеноспектральный анализ граната и магнетита выполнен на энергодисперсионном анализаторе EDAX-9100 при ускоряющем напряжении 16 кВ в лаборатории рентгеноспектрального анализа Санкт-Петербургского государственного университета (аналитик А.Р. Нестеров). В качестве эталонов использованы волластонит, оливин, рутил и виллемит (эталон Taylor corp. (USA) из коллекции эталонов BJO-RAD, регистрационный номер 2724). Параметры элементарной ячейки магнетита определены В.Ф. Ждановым в рентгеновской лаборатории Ильменского государственного заповедника.

МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ СКАРНОВ И АПОСКАРНОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В скарнах Уфимского рудника присутствуют три основных минерала: родонит, спессартин и магнетит, характеристика которых приведена далее.

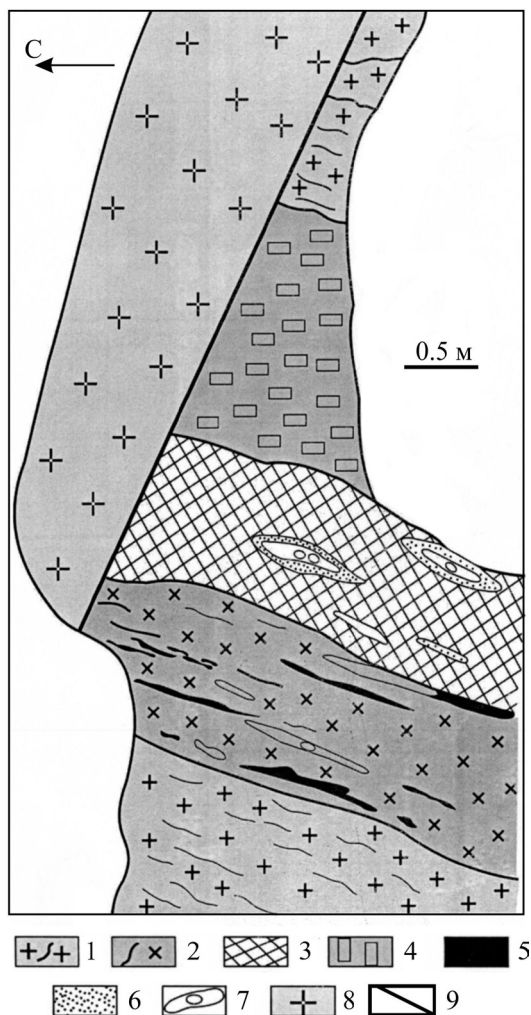


Рис. 2. Геологическая карта Уфимского рудника [Овчинников, 1960, с дополнениями].

1 – амфиболиты и гранитогнейсы; 2 – скарнированные амфиболиты и гранитогнейсы; 3 – родонит-спессартиновые скарны с реликтами железистых кварцитов; 4 – родонит-спессартин-кварцевые метасоматиты с реликтами марганцевых скарнов; 5 – магнетит; 6 – гранат; 7 – апоскарновый кварц; 8 – пегматит; 9 – линия сброса.

Fig. 2. Geological map of Ufa mine [Ovchinnikov, 1960, with additions].

1 – amphibolites and granite-gneisses, 2 – skarns on amphibolites and granite-gneisses, 3 – rhodonite-spessartine skarns with relics of ferroquartzites, 4 – rhodonite-spessartine-quartz metasomatites with relics of manganese skarns, 5 – magnetite, 6 – garnet, 7 – quartz aposkarn, 8 – pegmatite, 9 – fault.

Родонит. Участки мономинерального (30 × 20 см) красного крупнокристаллического родонита обнаружены в железистых кварцитах среди вернадита и псиломелана. Оптические свойства родонита: $n_g = 1.738 \pm 0.002$; $n_m = 1.733 \pm 0.002$; $n_p = 1.726 \pm 0.002$; $n_g - n_p = 0.012$; $+2V = 80^\circ$, определены М.П. Глазыриным (Институт электрохимии

Таблица 1. Химический состав горных пород Уфимского железного рудника, мас. %

Table 1. The chemical composition of rocks from the Ufa iron mine, wt %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	25.82	73.02	43.80	70.58	76.03
TiO ₂	0.42	0.01	0.24	0.51	0.08
ZrO ₂	0.03	0.03	0.02	Сл.	0.011
Al ₂ O ₃	3.99	13.85	13.83	2.62	11.85
Fe ₂ O ₃	47.57	0.85	11.32	0.98	1.13
FeO	19.91	2.13	–	6.70	1.25
MnO	0.06	0.01	17.82	6.60	0.03
MgO	0.66	0.24	5.42	9.28	0.33
CaO	0.33	1.64	6.73	0.77	0.34
Na ₂ O	0.06	6.03	0.14	< 0.10	3.91
K ₂ O	0.06	1.06	0.11	< 0.10	4.10
P ₂ O ₅	0.14	0.01	0.17	< 0.05	0.04
Nb ₂ O ₅	Сл.	Сл.	Сл.	Не опр.	Сл.
Ta ₂ O ₅	Сл.	Сл.	Сл.	Не опр.	0.04
П. п. п.	0.40	0.84	0.12	1.46	0.32
Сумма	99.45	99.72	99.72	99.75	99.42

Примечание. 1 – железистые кварциты, 2 – гранитные пегматиты, 3 – родонит-спессартиновые скарны, 4 – апоскарновые кварцевые метасоматиты с манганокумингтонитом и гроссуляр-спессартиновыми гранатами, 5 – щелочные граниты. В ан. 3 общее содержание железа приведено как Fe₂O₃. В ан. 1–3 – Nb₂O₅ и Ta₂O₅ – следы, в ан. 4 – не определены. Аналитики: 1–3 – Н.Ф. Колосова, ЦХЛ ПО “Уралгеология”; 4 – Н.И. Галкина, химлаборатория Ильменского заповедника УНЦ АН СССР.

Note. 1 – ferruginous quartzites, 2 – granite pegmatites, 3 – rhodonite-spessartine skarns, 4 – aposkarn quartz metasomatites with manganocummingtonite and grossular-spessartine garnets, 5 – щелочные граниты. In an. 3 general content of iron is given as Fe₂O₃. In an. 1–3 – Nb₂O₅ and Ta₂O₅ – show, in an. 4 – not determined. Analyst: 1–3 – N.F. Kolosova, Central chemical laboratory of the PO Uralgeologiya; 4 – N.I. Galkina, chemical laboratory of the Ilmen State Reserve, UC Academy of Sciences of the USSR.

УрО РАН). Состав изученного образца, мас. %: SiO₂ – 46.50, TiO₂ – 0.03, Al₂O₃ – 0.05, Fe₂O₃ – 0.20, FeO – 8.90, MnO – 36.62, MgO – 0.97, CaO – 5.60, ZnO – 0.78; сумма 99.65 мас. % позволяет классифицировать его как цинк содержащий железистый родонит, по составу близкий к родонитам из серебряно-свинцового месторождения Брокен Хилл в Австралии [Яковлевская, Соколова, 1981]. Типохимизм Уфалейского родонита оказался резко отличным от состава уральских высокомарганцевых родонитов из месторождений, так называемого “орлеца”, мас. %: SiO₂ – 46.09, FeO – 0.29, MnO – 51.14, CaO – 3.30 [Серков, 1989]. Участки изученного родонита содержат многочисленные включения спессартина, позднего кварца и барита. Родонит замещается вернадитом, псиломеланом и мелкозернистым (0.2 × 0.2 мм) гранобластовым кварцем, образующим в родоните сеть сложно ветвящихся прожилков.

Таблица 2. Химический (мас. %), компонентный (мол. %), состав и оптические константы гранатов из марганцевых скарнов Уфимского рудника**Table 2.** The chemical (wt %), and component (mol. %), composition and optical constants of garnets from magmanganese skarns of the Ufa mine

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	F _{общ}	N
1	36.48	0.20	18.85	2.09	5.88	31.07	1.45	4.04	100.06	68.3	1.792
2	36.54	0.10	18.64	He опр.	7.51	32.20	1.00	4.25	100.24	80.1	1.793
3	36.24	0.07	19.33	2.20	10.73	26.18	1.85	3.25	99.85	79.4	1.792
4	36.96	0.14	21.03	3.12	10.50	20.48	1.50	6.29	100.02	82.5	1.804
5	37.54	0.30	21.06	3.24	6.21	20.91	0.64	10.00	99.90	88.8	1.785
6	36.14	0.05	17.12	8.00	11.10	22.02	1.37	3.93	99.73	88.2	1.799
7	36.54	<0.01	17.98	6.51	11.75	18.92	2.13	5.84	99.68	83.3	1.794
8	37.60	<0.01	19.46	5.57	16.31	11.28	1.93	8.38	100.54	86.9	1.790

Примечание. Компонентный состав, мол. %: 1 – Пир_{5,8}Альм_{12,3}Спесс_{70,2}Са-комп_{11,7}, 2 – Пир_{3,8}Альм_{15,8}Спесс_{68,9}Са-комп_{11,5}, 3 – Пир_{7,1}Альм_{27,2}Спесс_{56,8}Са-комп_{8,9}, 4 – Пир_{6,2}Альм_{29,6}Спесс_{46,2}Са-комп_{18,0}, 5 – Пир_{2,6}Альм_{20,6}Спесс_{47,8}Са-комп_{29,0}, 6 – Пир_{5,1}Альм_{38,0}Спесс_{46,4}Са-комп_{10,5}, 7 – Пир_{9,0}Альм_{44,8}Спесс_{28,5}Са-комп_{17,7}, 8 – Пир_{7,1}Альм_{43,4}Спесс_{23,3}Са-комп_{26,2}. 1, 2 – спессартин из марганцевых скарнов; 3–8 – гранаты из апоскарновых кварцевых метасоматитов с магнетитом, манганокуммингтонитом и манганоактинолитом, биотитом-(Mn), баритом, алабандином, кварцем и кальцитом: 3, 4, 6 – альмандин-спессартин, 7, 8 – спессартин-альмандин, 5 – альмандин-гроссуляр-спессартин. Хим. ан. 1, 3–6 выполнены в Центральной химической лаборатории ПО “Уралгеология”; ан. 2 – на микрозонде EDAX-9100, аналитик А.Р. Нестеров, Санкт-Петербургский государственный университет; ан. 7, 8 – в химлаборатории Ильменского государственного заповедника, аналитик Н.И. Галкина.

Note. The component composition, mol. %: 1 – Пир_{5,8}Альм_{12,3}Спесс_{70,2}Са-комп_{11,7}, 2 – Пир_{3,8}Альм_{15,8}Спесс_{68,9}Са-комп_{11,5}, 3 – Пир_{7,1}Альм_{27,2}Спесс_{56,8}Са-комп_{8,9}, 4 – Пир_{6,2}Альм_{29,6}Спесс_{46,2}Са-комп_{18,0}, 5 – Пир_{2,6}Альм_{20,6}Спесс_{47,8}Са-комп_{29,0}, 6 – Пир_{5,1}Альм_{38,0}Спесс_{46,4}Са-комп_{10,5}, 7 – Пир_{9,0}Альм_{44,8}Спесс_{28,5}Са-комп_{17,7}, 8 – Пир_{7,1}Альм_{43,4}Спесс_{23,3}Са-комп_{26,2}. 1, 2 – spessartine from manganese skarns; 3–8 – garnets from the aposkarn quartz metasomatites with magnetite, manganocummingtonite and manganocummingtonite, biotite-(Mn), barite, alabandine, quartz and calcite: 3, 4, 6 – almandine-spessartine, 7, 8 – spessartine-almandine, 5 – almandine-grossular-spessartine. The chem. an. 1, 3–6 are made in the Central laboratory of the PO Uralgeologiya, analyst N.F. Kolosova; an. 2 – with EDAX-9100 microprobe, St.Petersburg State University, analyst A.R. Nesterov; 7, 8 – in chemical laboratory of the Ilmen State Reserve, analyst N.I. Galkina.

Гранаты. По данным химических и микрозондовых анализов породы Уфимского рудника представлены спессартином марганцевых скарнов, альмандин-спессартинами и спессартин-альмандинами апоскарновых метасоматитов.

Спессартин. Присутствует в скарнах в виде изометричных зерен (0.1 × 0.1 и 1.5 × 1.5 мм) среди родонита, кварца и вернадита. Отмечен он также в ассоциации с магнетитом (табл. 2, ан. 1, 2). Оптические свойства и рентгеновские константы (N = 1.792–1.793; a₀ = 11.653–11.657 Å) и химический состав (см. табл. 2, ан. 1, 2) отвечают характеристикам железистого спессартина с 12–15 мол. % альмандиновой составляющей. По данным микрозондовых анализов спессартин обладает зональным строением. От центра к периферии в его зернах установлена смена следующих составов: центр → Пир₂Альм₁₂Спесс₈₂Са-комп₄ → край – Пир₅Альм₂₀Спесс₆₇Са-комп₈ → внешняя кайма – Пир₆Альм₄₁Спесс₄₅Са-комп₈, т. е. компонентный состав гранатов скарновой ассоциации во времени изменяется от спессартина до альмандин-спессартина.

Гранаты апоскарновых кварцевых метасоматитов разнообразны по химическому составу, это альмандин-спессартины (см. табл. 2, ан. 3, 4, 6), гроссуляр-альмандин-спессартины (см. табл. 2, ан. 5) и спессартин-альмандины (см. табл. 2, ан. 7, 8). Кристаллы величиной 0.2 × 0.2 – 5.0 × 5.0 мм железисто-марганцевых гранатов обнаружены в основном в

позднем прожилковом кварце в ассоциации с баритом, алабандином, сульфидами железа и меди. Гранаты апоскарновых метасоматитов повсеместно замещаются вернадитом и псиломеланом.

Магнетит. Отмечен в виде неправильных по форме выделений (до 30 × 50 см) в родоните и вернадите. По многочисленным химическим анализам содержание MnO в магнетитовых рудах Уфимского рудника колеблется от 0.50 до 6.88 мол. %. Однако состав магнетита из этого месторождения по данным микрозондового анализа (SiO₂ – 0.30 мас. %, TiO₂ – 0.75, Fe₂O₃ – 70.70, FeO – 27.06, MnO – 1.14, MgO – 0.10, CaO – 0.10; сумма 100.15 мас. %) и параметр элементарной ячейки a₀ = 8.399 Å отвечают составу стехиометрического магнетита. Химизм скарного магнетита резко отличается от характеристик магнетита железистых кварцитов, в составе которого отсутствует марганец, мас. %: SiO₂ – 0.10, TiO₂ – 0.53, Al₂O₃ – 0.05, Fe₂O₃ – 70.00, FeO – 28.50, MnO – 0.06, MgO – 0.30, CaO – 0.10; сумма 99.86 (Полевская лаборатория ПО “Уралгеология”) [Локтина, Белковский, 1978]. Отдельные зерна магнетита раздроблены и сцементированы баритом.

Магнетитовая минерализация постоянно сопровождается баритом, содержание которого в метаморфических железистых рудах достигало 8–10 об. %, с чем собственно и было связано прекращение добычи железных руд, продолжавшейся с 1890 по 1899 г. [Николаев, 1902].

Таблица 3. Химический (мас. %), компонентный (мол. %) состав и оптические свойства манганокуммингтонита

Table 3. The chemical (wt %), component (mol. %) composition and optical constants of manganocummingtonite

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	F _{общ}	Сумма	n _g	n _p	n _g – n _p
1	53.00	0.22	4.00	9.17	14.93	15.61	0.78	0.35	0.04	1.56	31.4	100.06	1.666	1.637	0.029
2	52.58	0.21	4.01	9.95	13.60	15.70	0.87	0.17	0.04	2.30	25.9	99.43	1.663	1.642	0.021
3	52.56	0.30	2.98	12.87	12.39	14.78	0.78	0.18	0.05	2.54	29.8	99.43	1.669	1.642	0.027

Примечание. Компонентный состав: 1: Купф_{50,1}Данн_{26,9}Грюн_{23,0}; 2: Купф_{48,5}Данн_{23,0}Грюн_{28,5}; 3: Купф_{54,3}Данн_{26,7}Грюн_{19,0} (Купф – купферит, Данн – даннеморит, Грюн – грюнерит) Анализы 1–3 выполнены в Центральной химической лаборатории ПО “Уралгеология”, аналитик Н.Ф. Колосова; показатели преломления – в Центральной минералогической лаборатории ПО “Уралгеология”.

Note. 1–3 analyses are made in the Central chemical laboratory of the PO “Uralgeologiya”, analyst N.F. Kolosova; refractive indices – in the Central mineralogical laboratory of the PO “Uralgeologiya”.

Манганокуммингтонит. Широко распространен в продуктах замещения родонита-(Zn) и марганцевых гранатов. Отмечен в ассоциации с кварцем и баритом. Обычно наблюдается в виде ярко- или оранжево-желтых асбестовидных агрегатов среди прожилкового кварца и барита. Нами детально изучены 3 образца манганкумингтонита (табл. 3), их расчетные кристаллохимические формулы (на 15 катионов) имеют следующий вид:

Обр. 1 $(K_{0.11})_{0.11}(Ca_{0.12}Fe^{3+}_{0.45}Fe^{2+}_{0.67}Mn_{0.76})_{2.00}(Fe^{2+}_{0.37}Mn_{1.14}Mg_{3.49})_{5.00}(Si_{7.96}Al_{0.04})_{8.00}OH_{1.96}$

Обр. 2 $(K_{0.01}Na_{0.05})_{0.06}(Ca_{0.14}Fe^{3+}_{0.45}Fe^{2+}_{0.93}Mn_{0.48})_{2.00}(Fe^{2+}_{0.21}Mn_{1.26}Mg_{3.53})_{5.00}(Si_{7.96}Al_{0.04})_{8.00}OH_{2.02}$

Обр. 3 $(K_{0.01}Na_{0.05})_{0.06}(Ca_{0.13}Fe^{3+}_{0.34}Fe^{2+}_{1.93}Mn_{0.30})_{2.00}(Fe^{2+}_{0.35}Mn_{1.30}Mg_{3.35})_{5.00}Si_{8.00}OH_{2.08}$

Оптические свойства ($c:N_g = 17$; $n_g = 1.670$; $n_p = 1.640$; $n_g - n_p = 0.030$; $-2V = 81^\circ$) и рентгеновские константы ($a_0 = 9.598 \pm 0.005$; $b_0 = 18.254 \pm 0.010$; $c_0 = 5.328 \pm 0.003$ Å; $\beta = 102.75^\circ$; $V_0 = 905.40 \pm 0.07$ Å³) оказались близкими к характеристике асбестовидного манганокуммингтонита Кургановского месторождения [Серков, 1989; Брусницын и др., 1996; Брусницын, 2000]. Манганокуммингтонит замещается желто-зеленым марганцовистым актинолитом [Белковский, Локтина, 1977].

Близкие к уральским марганцевым скарнам образования известны в породах гондитовой формации Индии, свинцово-цинковых и железорудных месторождениях Австралии и США [Mason, 1976; Klein, Ito, 1968], железистых кварцитах [Лукошков, 1978] и различных по составу метаморфитах [Матковский, 1962; Яковлевская, Соколова, 1981; Пирожок и др., 2000; Казаченко и др., 2005].

Многочисленными исследованиями установлено, что в марганцевых скарнах и сопровождающих их гидротермалитах постоянно отмечается присутствие бериллиевой минерализации – гельвина и фенакита [Косалс, 1961; Калиновский, 1988; Казаченко и др., 2005], что позволяет сделать предположение о возможной находке акцессорного гельвина и в породах Уфимского рудника. Детальными исследованиями металлогении ряда магматических комплексов Дальнего Востока определена ге-

нетическая связь апоскарновых родонит-магнетит-кварцевых метасоматитов со щелочными гранитами и пегматитами [Гурвич и др., 1965; Недашковский, 1986]. Мы полагаем, что экзотические для Урала марганцевые скарны и апоскарновые метасоматиты также генетически связаны со щелочными гранитами, широко распространенными по западной части Уфалейского метаморфического блока [Белковский, 2007].

ВЫВОДЫ

1. Минералогия марганцевых скарнов Уфимского рудника представлена двумя ассоциациями: скарновой (родонитом, спессартином, магнетитом) и апоскарновой (кварцевые и баритовые метасоматиты с железомарганцевыми гранатами и амфиболами алабандином, с сульфидами железа, меди и золота).

2. Скарновые родониты характеризуются высокой железистостью ($f = 80-100$), что отличает их от великолепных по качеству родонитов из ряда уральских месторождений “орлеца”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белковский А.И. (2007) Минералогия позднепалеозойских гнейсогранитов А-типа Центрально-Уральского поднятия (Уфалейский метаморфический блок, Средний Урал). *Минералогия Урала – 2007. Мат-лы V Всерос. сов.* Миасс, Екатеринбург: ИМин УрО РАН, 144-147.
- Белковский А.И., Локтина И.Н. (1977) Родонит-спессартиновые скарны Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса. *Ежегодник-1976*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 50-52.
- Брусницын А.И. (2000) Родонитовые месторождения Среднего Урала. СПб.: СПбГУ, 194 с.
- Брусницын А.И., Перова Е.Н., Чуканов Н.В. (1996) Манганокуммингтонит из родонитовых пород Среднего Урала. *Зан. ВМО*, (3), 73-102.
- Гурвич СВ., Зубков Л.Б., Галицкий Л.С. (1965) Геолого-минералогические особенности бериллиевого оруденения, связанного с гельвином. *Сов. геол.*, (2), 29-45.
- Казаченко Т.В., Чубаров В.М., Соляник В.А., Нар-

- нов Г.А. (2005) Бериллий-содержащие марганцевые породы Центрального Сихоте-Алиня. *Докл. АН СССР*, **400**(6), 785-788.
- Калиновский А.В. (1988) К проблеме поисков и диагностики редкометалльного сырья на Севере Урала. *Не традиционная редкометалльная минерализация на Урале и ее диагностика. Информационные материалы*. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 40-48.
- Косале Я.А. (1961) О гелвинионосном типе скарновых месторождений. *Геол. и геофиз.*, (2), 3-15.
- Локтина И.Н., Белковский А.И. (1978) "Железистые кварциты" Уфалейского метаморфического комплекса. *Вулканизм, метаморфизм и железистые обрамления тараташского комплекса*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 68-89.
- Лукошков В.П. (1978) Железомарганцевые метасоматиты восточного склона Урала. *Метасоматические железистые кварциты*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 24-33.
- Матковский О.И. (1962) О марганцевых амфиболах куммингтонитового ряда. *Минер. сб. Львовск. геол. о-ва*, (16), 40-52.
- Недашковский П.Г. (1986) Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и граниты. М.: Наука, 90 с.
- Николаев А.Д. (1902) Геологические исследования в Кыштымской даче. *Тр. Геол. комитета*, **19**(2), 315-340.
- Овчинников Л.Н. (1960) Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: УФААН СССР, 496 с.
- Пирожок П.И., Перова Е.Н., Орлов М.П. (2000) Родонитовые породы Учалинского медноколчеданного месторождения. Под знаком самоцветов. Мат-лы Урал. летн. минер. shk. – 2000. Екатеринбург: УГГГА, 169-172.
- Серков А.Н. (1989) Петрология, минералогия и генезис среднеуральских месторождений родонита. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ АН СССР, 19 с.
- Яковлевская Т.А., Соколова М.Н. (1981) Группа куммингтонита. *Минералы. Справочник. Т. III. Вып. 3. Силикаты с лентами кремнекислородных тетраэдров*. М.: Наука, 44-55.
- Klein K., Ito J. (1968) Zincian and manganoan amphiboles from Franklin (New Jersey). *Amer. Miner.*, **53**(7-8), 1264-1265.
- Mason B. (1976) Famous mineral localities. Broken Hill. Australia. *Miner. Record.*, **7**, 25-35.
- Belkovskii A.I. (2007) Mineralogy of the Late Paleozoic gneiss-granites of the A-type of the Central Ural Uplift (Ufa Metamorphic Block, Middle Urals). *Mineralogiya Urala-2007. Mat-ly V Vseros. sov.* [Mineralogy of the Urals-2007. Proc. V All-Russian Conf.]. Miass, Ekaterinburg, IMin UrO RAN, 144-147.
- Belkovskii A.I., Loktina I.N. (1977) Rhodonite-spessartine skarns of the Ufaei gneiss-migmatite complex. *Ezhegodnik-1976*. Sverdlovsk, IGiG UNTs AN SSSR, 50-52.
- Brusnitsyn A.I. (2000) *Rodonitovye mestorozhdeniya Srednego Urala* [Rhodonite deposits of the Middle Urals]. St-Petersburg, St.Petersburg State Univ. Publ., 194 p. (In Russian)
- Brusnitsyn A.I., Perova E.N., Chukanov N.V. (1996) Mangano-cummingtonite from the rhodonite rocks of the Middle Urals. *Zapiski VMO*, (3), 73-102. (In Russian)
- Gurvich S.V., Zubkov L.B., Galitskii L.S. (1965) Geological and mineralogical features of beryllium mineralization associated with helvite. *Sovetskaya Geol.*, (2), 29-45. (In Russian)
- Kalinovskii A.V. (1988) On the problem of prospecting and diagnostics of rare metal raw materials in the North of the Urals. *Netraditsionnaya redkometall'naya mineralizatsiya na Urale i ee diagnostika* [Unconventional rare metal mineralization in the Urals and its diagnostics]. Sverdlovsk, IGiG UrO AN SSSR Publ., 40-48. (In Russian)
- Kazachenko T.V., Chubarov V.M., Solyanik V.A., Narnov G.A. (2005) Beryllium-containing manganese rocks of the Central Sikhote-Alin'. *Dokl. Akad. Nauk*, **400**(6), 785-788. (In Russian)
- Klein K., Ito J. (1968) Zincian and manganoan amphiboles from Franklin (New Jersey). *Amer. Miner.*, **53**(7-8), 1264-1265.
- Kosals Ya.A. (1961) On the helvite-bearing Type of Skarn Deposits. *Geol. Geofiz.*, (2), 3-15. (In Russian)
- Loktina I.N., Belkovskii A.I. (1978) "Ferrous quartzites" of the Ufa metamorphic complex. *Vulkanizm, metamorfizm i zhelezistye obramleniya taratazhskogo kompleksa*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 68-89. (In Russian)
- Lukoshkov V.P. (1978) Iron-manganese metasomatites of the eastern slope of the Urals. *Metasomaticheskie zhelezistye kvartsity*. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 24-33.
- Mason B. (1976) Famous mineral localities. Broken Hill. Australia. *Miner. Record.*, **7**, 25-35.
- Matkovskii O.I. (1962) On the manganese amphiboles of the cummingtonite series. *Miner. sbornik. L'vovskogo Geol. Obshch.* (16), 40-52. (In Russian)
- Nedashkovskii P.G. (1986) *Redkometall'nye shchelochno-granitnye pegmatity i granity* [Rare-metal alkali-granite pegmatites and granites]. Moscow, Nauka Publ., 90 p. (In Russian)
- Nicolaev A.D. (1902) Geological studies in the Kyshtym dacha. *Trudy. Geol. Komiteta*, **19**(2), 315-340. (In Russian)
- Ovchinnikov L.I. (1960) *Kontaktovo-metasomaticheskie mestorozhdeniya Srednego i Severnogo Urala* [Contact-metasomatic deposits of the Middle and Northern Urals]. Sverdlovsk, UFAN SSSR, 496 p. (In Russian)
- Pirozhok P.I., Perova E.N., Orlov M.P. (2000) Rhodonite rocks of the Uchaly copper-pyrite deposit. *Pod znakom samotsvetov* [Under the signe of gems]. Materialy Ural. Letn. Miner. School-2000. Ekaterinburg, UGGGA Publ., 169-172. (In Russian)
- Serkov A.N. (1989) *Petrologiya, mineralogiya i genezis sredneural'skikh mestorozhdenii rodonita*. Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk [Petrology, mineralogy and genesis of the Middle Urals deposits of rhodonite. Cand. geol. and min. sc. diss.]. Sverdlovsk, IGG AN SSSR, 19 p. (In Russian)
- Yakovlevskaya T.A., Sokolova M.N. (1981) Gruppy kummingtonita. *Mineraly. Spravochnik. T. III. Vyp. 3. Silikaty s lentami kremnekislorodnykh tetraedrov* [The group of cummingtonite. Minerals. Handbook. T. III. Issue. 3. Silicates with ribbons of silicon-oxygen tetrahedral]. Moscow, Nauka Publ., 44-55. (In Russian)

REFERENCES

УДК 504.5:553.08:669.054.82

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОТХОДОВ ВТОРИЧНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ ОТВАЛЬНЫХ МЕДЕПЛАВИЛЬНЫХ ШЛАКОВ

© 2018 г. А. Л. Котельникова, В. Ф. Рябинин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mails: kotelnikova@prm.uran.ru, ryabininvf@mail.ru*

Поступила в редакцию 01.02.2017 г.; принята к печати 02.07.2017 г.

В решении экологических вопросов и проблемы дефицита минерального сырья для медеплавильных предприятий перспективным является вовлечение в разработку отходов медеплавильного производства, в частности отвальных медных шлаков. Технология переработки последних включает дробление с последующим получением медного концентрата. В качестве отхода накапливается тонкодисперсный материал размерности ≤ 0.05 мм, содержащий около 3.4% цинка, 0.4 – меди, 0.4 – свинца, 35.0% – железа, так называемый “технический песок”. Для разработки новых способов извлечения полезных компонентов и утилизации отвальных шлаков необходимы определение минералов-концентраторов цветных металлов и изучение особенностей их пространственного распределения в обломках шлака, слагающих “технический песок”. Исследование вещественного состава “технического песка” Среднеуральского медеплавильного завода выполнено в Центре коллективного пользования “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН. С использованием электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 в обломках шлака, слагающих “технический песок”, установлены фазы fayalite, pyroxene, quartz, wustite, magnetite, hematite, matte, spaz и стекла. Во всех обнаруженных фазах рассчитан приблизительный баланс минералообразующих элементов. Рассмотрена возможность извлечения полезных компонентов из данного вида отходов с помощью гидрометаллургических методов.

Ключевые слова: минеральные отходы, медеплавильное производство, химический и фазовый состав

THE COMPOSITION FEATURES AND PERSPECTIVE OF USE FOR THE COPPER SLAG RECYCLING WASTE

Alla L. Kotelnikova, Viktor F. Ryabinin

*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016, Russia,
e-mails: kotelnikova@prm.uran.ru, ryabininvf@mail.ru*

Received 01.02.2017 ; accepted 02.07.2017

In the solution of environmental problems and the shortage of mineral raw materials for copper smelting enterprises promising is the involvement in the development of waste copper smelting production, in particular the copper slag dump, processing technology which involves crushing followed by production of copper concentrate. Material with dimension of ≤ 0.05 mm containing about 3.4% zinc, 0.4% copper, 0.4% lead, 35.0% iron, so-called “technical sand” accumulates as a waste. For the development of new technologies of extraction of useful components and recycling of waste “technical sands”, a determination of minerals-concentrators of non-ferrous metals and studying the peculiarities of their spatial distribution in the wreckage of the slag, forming “technical sand” is needed. Study of a “technical sand” composition of the Sredneuralskii Copper Smelting Plant is made by the “Geoanalitik”, an analytical centre of the Ural Branch of RAS. Using electron microscopy the JSM-6390LV scanning electron microscope with INCA Energy 450 X-Max 80 attachment in the wreckage of a slag, forming “technical sand”, mineral phases of fayalite, pyroxene, quartz, wustite, magnetite, hematite, matte, spaz and glass have been determined. In all studied phases an approximate balance of mineral elements has been calculated. A possibility of the useful components’ extracting from this type of waste by hydrometallurgical methods is considered.

Keywords: mineral waste, copper smelting, chemical and phase composition

Acknowledgments

The work was carried out within the framework of the State task on the topic of research Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS № 0393-2018-0031.

Для цитирования: Котельникова А.Л., Рябинин В.Ф. (2018) Особенности вещественного состава и перспективы использования отхода вторичной переработки отвальных медеплавильных шлаков. *Литосфера*, **18**(1), 133–139. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-133-139

For citation: Kotelnikova A.L., Ryabinin V.F. (2018) The composition features and perspective of use for the copper slag recycling waste. *Litosfera*, **18**(1), 133–139. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-133-139

ВВЕДЕНИЕ

Вещественный состав литых отвальных медеплавильных шлаков изучался с XIX в. В XX в. большой вклад в их исследование внесли В.В. Лаппин [1945, 1960], Д.С. Белянкин [1956], А.В. Ванюков, В.Я. Зайцев [1969] и др. Для литых отвальных медеплавильных шлаков описано более трех десятков минералов.

Характерный для медеплавильных шлаков химический состав, минеральные ассоциации, формы нахождения металлов, своеобразная текстура определяются химическим и минеральным составом исходной руды и применяемых флюсов. Дополнительное влияние оказывают параметры физико-химических процессов и подшихтовка на всех технологических стадиях получения черновой меди.

В последние десятилетия XX в. в изменившихся экономических условиях некоторые медеплавильные заводы начали переработку литых отвальных шлаков. На Урале ее ведут Среднеуральский медеплавильный завод (СУМЗ), Кировоградский медеплавильный комбинат и комбинат “Карабашмедь” (КМК).

Технология переработки литого медеплавильного шлака включает его дробление с последующим получением медного концентрата. Шлак размалывают до следующей крупности частиц: 0.21–0.10 мм – 1.1–4.1%, 0.10–0.05 мм – 21.0–30.0%, <0.05 мм – 69.0–75.0%. Полнота извлечения меди, по данным ОАО СУМЗ, составляет 60–65%. В качестве отхода накапливается тонкодисперсный материал размерности ≤0.05 мм – так называемый “технический песок”.

К настоящему времени только на ОАО СУМЗ накоплено более 10 млн т “технического песка”, в котором сконцентрировано, по нашим ориентировочным оценкам, 340 тыс. т цинка, 43 тыс. т меди, 43 тыс. т свинца, 3.5 млн т железа. Это позволяет рассматривать данный вид отхода как потенциальное минеральное сырье.

Для извлечения полезных компонентов необходим поиск нетрадиционных технологий переработки “песка”. Решение технологических проблем неразрывно связано с определением минералов-концентраторов цветных металлов и изучением особенностей их пространственного распределения в обломках шлака, слагающих “технический песок”.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование выполнено в Институте геологии и геохимии УрО РАН. Определение химического состава проводили с использованием рентгенофлуоресцентного микроанализатора XRF-1800 и рентгеноспектрального микроанализатора СРМ-35. Микроэлементный состав “технического песка” определен методом масс-спектрометрии с индук-

тивно связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Elan-9000 с приставкой для лазерной абляции LSX-500, 260 nm. Фазовый состав проб устанавливали с помощью дифрактометра ДРОН-3.

В обычных случаях исследование минерального состава медеплавильного шлака выполняется в прозрачных или полированных шлифах. При этом изучаются относительно крупные и сравнительно хорошо гомогенизированные индивиды минералов, погруженные в матрицу железосиликатного стекла [Ерохин, Козлов, 2010, 2013; Ерохин и др., 2011]. В разной степени раскристаллизованное стекло слагает преобладающий объем кислых и среднекислых медеплавильных шлаков [Санакулов, Хасанов, 2007].

В образующихся в качестве отхода переработки шлака хвостах (“техническом песке”) обломочный материал представлен преимущественно стеклом, включающим обильную россыпь еще формирующихся минеральных индивидов, находящихся на разных стадиях гомогенизации состава. Мы определяли состав именно таких мелких минеральных фаз, рассеянных в железосиликатном стекле. Исследования проводили с использованием электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80. Параметры работы: увеличение от 200 до 750, размер точки 0.5–1.0 мкм, ускоряющее напряжение 20 кВ, поле зрения до 100 мкм.

Поскольку необходимое для исследования таблетирование тонкодисперсного материала “технического песка” оказалось затруднительным, подготовку образцов проводили по методике М.В. Рыльниковой с соавторами [2013]. Она включала предварительное окомкование с использованием негашеной извести и 2% серной кислоты. Всего изучено 143 зерна.

Данные по химическому и фазовому составу “технического песка” СУМЗ приведены в табл. 1, 2. Следует отметить, что при стандартной технологии получения отходов химический и минеральный состав несколько различается в каждой новой партии. Это связано как с составом исходного литого шлака и условиями анализа, так и с приборной составляющей.

В исследованных обломках методом электронной микроскопии установлено обособление фаз состава фаялита, пироксенов, кварца, вюстита, магнетита, гематита, а также штейна и шпейзы (рис. 1, 2). Измерялись и составы самого стекла. Для решения вопроса о распределении цветных металлов по минеральным фазам мы рассчитали приблизительный баланс минералообразующих элементов (без учета кислорода) во всех обнаруженных фазах (табл. 3). При вычислениях использовали среднеарифметические значения содержания элементов в мине-

Таблица 1. Данные химического анализа “технического песка” СУМЗ, мас. %

Table 1. SUMZ “sands” compositions, wt %

Элемент	1	2	Элемент	1	2
SiO ₂	32.67	31.0	As	—	0.53
Al ₂ O ₃	5.15	7.05	Ba	—	0.43
Fe ₂ O ₃	11.14	14.29	Ni	—	0.001
FeO	36.76	32.3	V	—	0.004
TiO ₂	0.20	0.26	Mo	—	0.02
MnO	0.09	0.09	Y, г/т	—	7.89
CaO	3.63	4.53	Ag, г/т	—	3.39
MgO	1.57	1.64	Bi, г/т	—	2.38
K ₂ O	0.72	0.74	Sc, г/т	—	4.23
Na ₂ O	0.62	0.64	Re, г/т	—	0.06
P ₂ O ₅	0.16	0.18	Ta, г/т	—	0.41
Cu	—	0.44	Сумма	—	102.83
Zn	3.94	3.28			
Pb	—	0.20			
S	0.81	1.32			
H ₂ O	0.18	—			
Сумма	99.82	—			

Примечание. 1 – Институт минералогии УрО РАН, 2 – ИГТ УрО РАН. Здесь и в табл. 2, 3 прочерк – нет данных.

Note. 1 – Institute of Mineralogy RAS UB, 2 – IGG UB RAS. Here and in tables 2, 3 dash – no data.

Таблица 2. Фазовый состав “технических песков” СУМЗ, мас. %

Table 2. The detected phase’s ability in SUMZ “sands”, wt %

Минерал	1	2
Магнетит Fe ₃ O ₄	5.0	3.5
Пирротин FeSn + 1	1.0	1.0
Фаялит Fe ₂ SiO ₄	45.0	45.0
Феррит цинка	8.0	—
Борнит Cu ₅ FeS ₄	0.5	0.5
Ковеллин CuS	0.6	0.5
Куприт CuO	0.3	0.5
Пирит FeS ₂	—	1.0
Минерал	1	2
Волластонит	—	—
Виллемит Zn ₂ SiO ₄	—	8.0
Шпинель MgAl ₂ O ₄	—	—
Стекло	34	30.0
Кварц SiO ₂	—	1.0
Диопсид CaZn(Si ₂ O ₆)	—	8.0
Прочие	5.6	—
Итого	100	99.0

Примечания. 1 – по справке СУМЗ за 1997 г., 2 – наши данные РФА.

Note. 1 – SUMZ data, 1997, 2 – our data, X-ray phase analyses.

ральных фазах и данные рентгенофазового анализа (см. табл. 2). При этом мы полагали, что виллемит образует твердый раствор с фаялитом, диопсид представляет группу пироксенов, куприт входит в

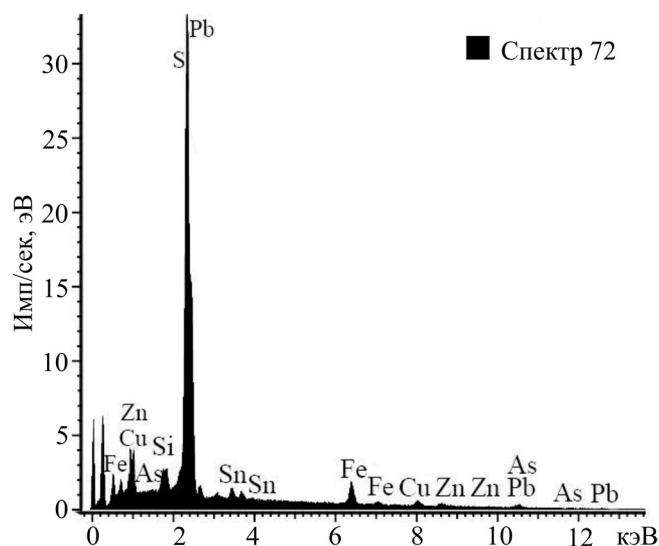
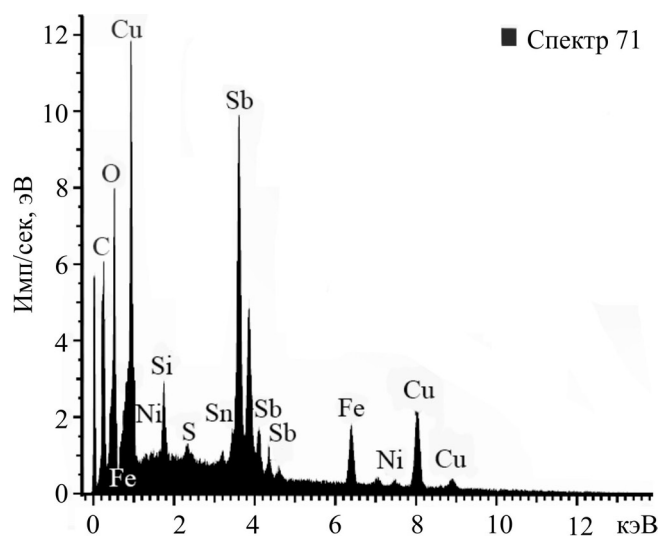
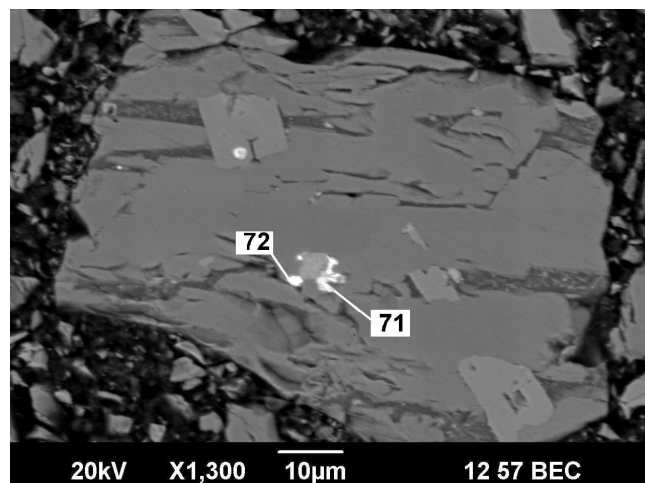


Рис. 1. Обособления шпейзы (спектр 71) и штейна (спектр 72).

Fig. 1. Spaza (point 71) and Stein (point 72) and appropriate spectra.

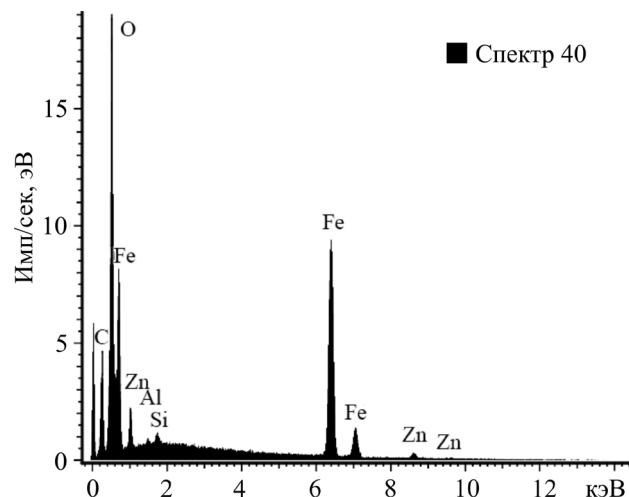
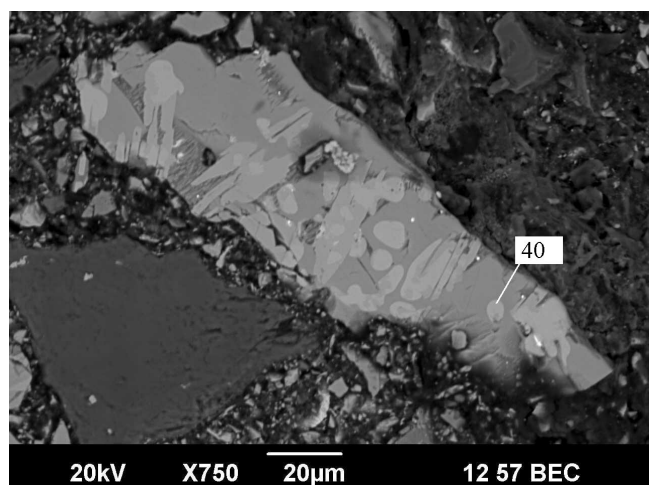


Рис. 2. Каплевидные обособления вюститового состава (спектр 40).

Fig. 2. Teardrop-shaped wustite grains (point 40) and appropriate spectra.

Таблица 3. Баланс распределения элементов по минеральным фазам “технического песка” СУМЗ, мас. %

Table 3. Chemical elements distributing between SUMZ slag “sands” phases, wt %

Фазовый состав “песка” с учетом данных РФА	Относительное содержание													
	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Sn	Sb	Pb
Фаялит (53.0)	—	22.36	16.14	0.34	5.67	7.35	47.69	—	—	35.71	—	—	—	—
Пироксен (8.0)	1.56	0.03	4.29	—	—	0.84	6.01	—	—	—	—	—	—	—
Кварц (1.0)	—	0.0	1.20	—	—	0.02	0.01	—	—	—	—	—	—	—
Стеклофаза (30.0)	98.43	70.42	60.54	1.32	94.29	73.06	14.33	—	—	18.42	—	21.02	—	95.97
Вюстит (0.5)	—	0.02	0.01	—	—	—	0.72	—	—	0.31	—	—	—	—
Гематит (0.5)	—	0.17	0.09	—	—	—	0.58	—	—	0.10	—	0.14	—	—
Магнетит (3.5)	—	2.67	0.10	—	—	—	4.32	—	—	1.95	—	1.07	—	—
Штейн (сульфиды) (3.0)	—	4.21	17.59	98.32	—	18.53	26.20	—	99.59	43.31	46.84	73.70	—	—
Шпейза (0.5)	—	0.10	0.04	—	0.03	0.03	0.15	100.00	0.41	0.04	53.16	4.07	100.00	4.03

состав оксидов. Недостаток по массе металлов может компенсироваться присутствием интерметаллидов. Следует подчеркнуть, что полученные расчетные данные ориентировочные и требуют уточнения, но в целом применимы при разработке технологической схемы извлечения цветных металлов из “технического песка”.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В литых медеплавильных шлаках СУМЗ описаны фаялит, пироксен, стеклофаза кислого и основного состава, магнетит, гематит, сульфиды, кварц, оксиды металлов, в том числе куприт и металлическая фаза, включающая медь, никель и железо [Ерохин, Козлов, 2010, 2013; Ерохин и др., 2011]. Наблюдались также вторичные минералы – гидроксид железа, сульфаты железа и меди.

В работе [Ванюков, Зайцев, 1969] сообщается, что Zn присутствует как примесь в силикатах и маг-

нетите, а также обособливается в форме сульфидов. Медь в шлаках может находиться в виде примеси в силикатах, а также содержаться в форме оксида, сульфида или металла. Соотношение между формами нахождения меди в шлаках может быть различным в зависимости от состава шлака и условий его остывания.

По наблюдениям Ю.В. Ерохина и П.С. Козлова [2010], стекла основного состава, содержащие около 40% SiO_2 , характеризуются повышенной концентрацией ZnO (3.78%) и FeO (22.42%). В кислых стеклах, содержащих более 60% SiO_2 , наблюдается более низкая концентрация ZnO (1.18%) и FeO (5.50), в то время как содержание CuO около 1.00% [Ерохин, Козлов, 2013]. Кроме того, обнаружены так называемые свинцовые стекла с содержанием PbO более 30.00% и CuO до 1.00% [Ерохин и др., 2011].

Указывается, что Ni, Co, Pb и Sn, как правило, присутствуют в пироксенах и стеклах кислого состава [Санакулов, Хасанов, 2007; Ерохин и др.,

2011; Ерохин, Козлов, 2013]. Формы нахождения Ni и Co – **сульфиды и оксиды**, Pb – **сульфиды и арсениды**. Олово наблюдалось в виде оксидов. Помимо того Co, Pb и Sn **отмечались и в виде металлических королек**. Полученные нами данные дополняют имеющиеся сведения в части описания рассеянной тонкой минеральной вкрапленности в железосиликатном стекле, представляющем основную массу обломочного материала “технических песков”.

Как отмечалось, при подготовке отвального медеплавильного шлака к флотационной переработке его предварительно измельчают. При дроблении минеральные индивиды подвергаются упруго-пластическим деформациям за счет термических и механических напряжений. Происходит их активация, связанная с протеканием меанохимических и полиморфных превращений [Перепелицын, 1987].

В результате флотации металлической и сульфидной меди химический и минеральный состав “песка” изменяется: содержание меди, серы и хорошо растворимых щелочных элементов снижается. Как уже отмечалось, полнота извлечения меди по данным ОАО СУМЗ составляет 60–65%. За счет воздействия воды и атмосферных агентов возрастает содержание сульфатов и гидроксидов металлов. Возможно образование сераорганических соединений.

Мы установили, что составы пироксенов, слагающих наряду со стеклом основной объем обломочного материала в исследованном образце “технического песка” СУМЗ, преимущественно близки к ферросилитам $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ и (или) бронзиту $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$. Недостаток Fe^{2+} в них компенсируется присутствием Ca, Mg и Zn. Энстатитовая компонента в ферросилитах присутствует в количестве 5–6 мол. %. Единичные зерна удовлетворительно пересчитываются на состав авгита, пиджонита и геденбергита.

Составы фаялитов заметно отклоняются от стехиометрических. Железо частично замещено цинком и кальцием. Наблюдаемый избыток алюминия и кислорода предположительно объясняется присутствием тонкой вкрапленности шпинели, что обусловлено спецификой условий распада твердого раствора фаялитового состава.

Силикатные составы, удовлетворительно не пересчитываемые ни на формулу пироксенов, ни на формулу оливина, мы отнесли к стеклофазе. Таки-ми фазами представлено около 30.0% измеренных зерен. Алумосиликатная стеклофаза обогащена Fe (около 7 мас. %), магнием (до 8) и Ca (до 5 мас. %). В стеклах постоянно присутствуют сопоставимые с пироксенами количества Zn. Часто наблюдается Cu. В отличие от пироксенов здесь отмечается более широкий круг примесей, в том числе Ba. Однозначно идентифицируются мелкие зерна кварца – примерно 3.5% от общего числа.

Мы наблюдали каплевидные выделения 3–8 мкм, отвечающие составу вюститита – около 8.0% от числа измеренных зерен. В них присутствует Zn – от 3.2 до 4.4 мас. %. Во всех вюстититах установлено присутствие Si – от 0.6 до 1.4 мас. %, что можно объяснить наличием в них тонких рассеянных обособлений не идентифицируемой силикатной фазы.

Фазы, удовлетворительно пересчитываемые на магнетит и гематит, представляют около 20.0% от количества измеренных зерен. Преобладают составы гематита. Для обоих постоянно присутствие Al и Zn.

Характерным для шлаков является присутствие капель (до 2 мкм) штейна. Встречаются как составы с преобладанием Pb (галенит), так и Fe-Cu-составы (смесь пирита и халькопирита). Наблюдались капли 1–2 мкм шпейзы – интерметаллидов на основе сурьмы или мышьяка.

Помимо того в образцах “технических песков” отмечены единичные минеральные индивиды, удовлетворительно пересчитываемые на смесь сульфатов кальция, железа, меди, цинка, иногда свинца. Предположительно они образовывались в ходе подготовки образцов для исследований. Их появление также могло быть связано с окислением соответствующих сульфидов на заключительных стадиях остывания шлака в процессе гипергенного преобразования медеплавильного шлака и “технического песка” при хранении в местах складирования. Так, по данным заводских НИР СУМЗ, до 0.6% цинка в литом отвальном шлаке находятся в сульфатной форме.

Согласно наблюдениям В.И. Смирнова [1952] и результатам заводских НИР, при обжиге некоторое количество меди и цинка переходит в ферриты. Формирование ферритов цинка и меди также возможно при распаде твердого раствора магнетита в результате метаморфических процессов в шлаковом отвале при повторном разогревании шлака. В исследованных нами образцах песка ферриты меди или цинка в виде обособленных зерен не обнаружены.

По нашему мнению, кристаллизация цинковых минералов франклинита и виллемита в присутствии цинксодержащих магнетита и фаялита маловероятна, поскольку в этом случае образуются их твердые растворы в магнетите и фаялите соответственно. Особенностью мелких выделений минералов, наблюдаемых нами в обломочном материале железосиликатного стекла, составляющего основной объем “технического песка”, являются заметные отклонения их составов от стехиометрических. Далее приведены приближенные варианты составов, рассчитанные с учетом общей схемы структурных формул минералов: оксидов – A^{2+}O , $\text{A}^{2+}[\text{B}^{3+}]_2\text{O}_4$, $[\text{B}^{3+}]_2\text{O}_3$, фаялита (ортосиликата) – $\text{A}_2^{2+}[\text{SiO}_4]$, пироксена (метасиликата) – $\text{A}_2^{2+} \text{B}^{3+}[\text{SiO}_3]_2$, где А и В – двух- и трехвалентные катионы.

1. Кварц SiO_2 с эпизодически встречающимися примесями Ca, Fe.

2. Фаялит $(\text{Fe}_{1.64}, \text{Ca}_{0.04}, \text{Zn}_{0.15})(\text{Si}_{0.85}, \text{Al}_{0.27})\text{O}_4$.
3. Вюстит $(\text{Fe}_{0.9}, \text{Al}_{0.02}, \text{Si}_{0.01}, \text{Zn}_{0.04})\text{O}$.
4. Магнетит $(\text{Fe}_{2.8}, \text{Al}_{0.5}, \text{Si}_{0.1}, \text{Zn}_{0.1})\text{O}_4$, эпизодически присутствовали Cr, Ti, Cd, Sn.
5. Гематит $(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Si}_{0.4})_2\text{O}_3$ с эпизодически встречающимися примесями Zn, S, Sn.
6. Пироксены $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Zn})_{2.0} \text{Si}_{1.9} \text{O}_{6.0}$, эпизодически встречался Al.
7. Штейн – смеси сульфидов, пересчитываются на составы $(\text{Pb}, \text{Fe}, \text{Cu}, \text{Zn}, \text{Si}_{0.08}, \text{Sn}_{0.07})\text{S}$, $\text{FeS} \cdot \text{Cu}_2\text{S}$, $(\text{Pb}, \text{Fe}, \text{Cu})_{1.06} \text{S}$, $(\text{Pb}, \text{Fe}, \text{Si}_{0.44}, \text{Ca}_{0.18})_{1.1} \text{S}$.
8. Сульфаты $(\text{Ca}_{0.74}, \text{Na}, \text{Al}, \text{Mg})\text{SO}_4$.

Анализ баланса распределения минералообразующих элементов в обнаруженных нами фазах показал неравномерность их распределения. Цинк присутствует во всех фазах, но большая его часть – около 43% – сконцентрирована в штейне в виде сульфидов. Силикатный цинк заключен в фаялите и стеклофазе. Другие тяжелые и цветные металлы, включая медь, сосредоточены в штейне и шпейзе в виде сульфидов и интерметаллидов. Основная масса щелочных и щелочноземельных элементов, алюминий и кремний находятся в стеклофазе. Около 50% железа содержится в фаялите. Практически все силикаты, а также оксиды железа содержат примесь цинка и, нередко, меди.

Все ранее проведенные нами анализы валового состава “технического песка” показывали присутствие в нем кадмия, селена, теллура и висмута, но минеральные фазы, имеющие в составе эти элементы, мы не обнаружили. В исследованном обломочном материале также не наблюдалось включений металлической меди.

Выявленные особенности распределения полезных компонентов в изученном нами материале “технического песка” обуславливают необходимость разработки комплексных способов их извлечения. Наиболее экономически и энергетически оправданным является гидрометаллургический метод переработки “песка”. При разработке технологических схем извлечения цинка и меди следует учитывать то, что более 50% цинка и 95% свинца заключено в силикатах, а практически вся медь сконцентрирована в сульфидах и интерметаллидах.

ВЫВОДЫ

В результате исследования получены оценочные данные о вещественном составе “технического песка” ОАО СУМЗ. Определены основные фазы-концентраторы цветных металлов, в частности меди, цинка и свинца. Получены ориентировочные данные по их распределению в минеральных фазах.

Установлено, что тяжелые и цветные металлы, включая медь, преимущественно сосредоточены в штейне и шпейзе в виде сульфидов и интерметаллидов. Цинк наблюдается во всех фазах: около 43%

в штейне в виде сульфидов, более 50% в виде изоморфной примеси в фаялите и стекле. Основная масса щелочных и щелочноземельных элементов, алюминий и кремний находятся в стеклофазе. Около 50% железа заключено в фаялите.

Полученные результаты позволяют утверждать, что эффективное извлечение сульфидной меди и цинка возможно в окислительных условиях в кислой среде, что подтверждено экспериментально [Котельникова и др., 2014; Реутов и др., 2015]. Для извлечения цинка и свинца из силикатов, по видимому, необходимо предварительное обескременивание силикатных фаз.

Экспериментально установленная [Котельникова и др., 2014] возможность извлечения полезных компонентов из “технических песков” с использованием гидрометаллургических подходов позволяет рассматривать данный вид отходов в качестве дополнительного комплексного минерального сырья для цветной металлургии. Выявленные особенности в распределении полезных компонентов в минеральных фазах могут послужить основой для технологических решений.

Исследования выполнены в рамках темы № 0393-2018-0031 государственного задания ИГТ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белянкин Д.С. (1956) Избранные труды. Т. 1. М.: АН СССР, 844 с.
- Ванюков А.В., Зайцев В.Я. (1969) Шлаки и штейны цветной металлургии. М.: Металлургия, 408 с.
- Ерохин Ю.В., Козлов П.С. (2010) Фаялит из шлаков Среднеуральского медеплавильного завода (г. Ревда). *Минералогия техногенеза – 2010*. Миасс: ИМин УрО РАН, 32-40.
- Ерохин Ю.В., Козлов П.С. (2013) Магнетитовый шлак из Среднеуральского медеплавильного завода. *Минералогия техногенеза – 2013*. Миасс: ИМин УрО РАН, 29-37.
- Ерохин Ю.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2011) Купритовый шлак из Среднеуральского медеплавильного завода. *Минералогия техногенеза – 2011*. Миасс: ИМин УрО РАН, 26-38.
- Котельникова А.Л., Рябинин И.Ф., Кориневская Г.Г., Халезов Б.Д., Реутов Д.С., Муфтахов В.А. (2014) К вопросу рационального использования отходов переработки медеплавильных шлаков. *Недропользование. XXI век*, 6(50), 14-19.
- Лапин В.В. (1945) Материалы по петрографии шлаков советской металлургии. *Тр. ИГН АН СССР. Петр. сер.*, (77), 25 с.
- Лапин В.В. (1950) Петрография металлургических и топливных шлаков. М.: АН СССР, 326 с.
- Перепелицын В.А. (1987) Основы технической минералогии и петрографии. М.: Недра, 255 с.
- Реутов Д.С., Котельникова А.Л., Халезов Б.Д., Кориневская Г.Г. (2015) Поиск технологии извлечения цинка, меди и утилизации песков из твердых отходов, полученных после флотации медеплавильных шлаков. *Проблемы недропользования*, 2(5), 79-84.

- Рыльникова М.В., Емельяненко Е.А., Ангелова Е.А. (2013) Технология подготовки дисперсного техногенного сырья медноколчеданных месторождений к выщелачиванию. *Технологическая платформа "Твердые полезные ископаемые": технологические и экологические проблемы отработки природных и техногенных месторождений*. Екатеринбург: АМБ, 54-55.
- Санакулов К.С., Хасанов А.С. (2007) Переработка шлаков медного производства. Ташкент: Фан, 206 с.
- Смирнов В.И. (1952) Отражательная плавка (теория и практика). Свердловск: Metallurgizdat, 326 с.

REFERENCES

- Belyankin D.S. (1956) *Izbrannye trudy. T. 1* [Selected Works. V. 1.]. Moscow, Akad. Nauk SSSR, 844 p. (In Russian)
- Erokhin Yu.V., Kozlov P.S. (2010) Fayalite in the Sredneural'sky cooper smelter slag (town of Revda). *Mineralogy of technogenesis – 2010*. Miass, Institute of Mineralogy Urals Branch of RAS, 32-40. (In Russian)
- Erokhin Yu.V., Kozlov P.S. (2013) Magnetite slags of the Sredneural'sky cooper smelter. *Mineralogy of technogenesis – 2013*. Miass, Institute of Mineralogy RAS, Urals Branch, 29-37. (In Russian)
- Erokhin Ju.V., Kozlov P.S., Khiller V.V. (2011) Cuprite slag from the Sredneural'sky cooper smelter. *Mineralogy of technogenesis – 2011*. Miass, Institute of Mineralogy RAS, Urals Branch, 26-38. (In Russian)
- Kotel'nikova A.L., Ryabinin V.F., Korinevskaya G.G., Khalezov B.D., Reutov D.S., Mouftakhov V.A. (2014) On the issue of rational use of waste products for processing copper smelting slags. *Nedropolzovanie. XXI vek*, 6(50), 14-19. (In Russian)
- Lapin V.V. (1945) *Materialy po petrografii shlakov sovetskoi metallurgii* [Materials on the petrography of slags of Soviet metallurgy]. *Tr. IGN AN SSSR. Petr. Ser.*, (77), 25 p. (In Russian)
- Lapin V.V. (1950) *Petrografiya metallurgicheskikh i toplivnykh shlakov* [Petrography of metallurgical and fuel slags]. Moscow, Akad. Nauk SSSR, 326 p. (In Russian)
- Perepelitsin V.A. (1987) *Osnovy tekhnicheskoi mineralogii i petrografii* [Fundamentals of technical Mineralogy and petrography]. Moscow, Nedra Publ., 255 p. (In Russian)
- Reutov D.S., Kotel'nikova A.L., Khalezov B.D., Korinevskaya G.G. (2015) Search for technology of extraction of zinc, copper and utilization of sands from solid waste, obtained after flotation of copper smelting slags. *Problemy nedropolzovaniya*, 2(5), 79-84. (In Russian)
- Rylnikova M.V., Emel'yanenko E.A., Angelova E.A. (2013) Technology of preparation of dispersed technogenic raw materials of the copper-pyrite deposits to leaching. *Tekhnologicheskaya platforma "Tverdye poleznye iskopaemye": tekhnologicheskie i ekologicheskie problemy obrabotki prirodnikh i tekhnogennykh mestorozhdenii* [Technological platform "Solid minerals": Technological and environmental problems of mining natural and technogenic deposits]. Ekaterinburg, AMB Publ., 54-55. (In Russian)
- Sanakulov K.S., Khasanov A.S. (2007) *Pererabotka shlakov mednogo proizvodstva* [Processing of slag in copper production]. Tashkent, Fan Publ., 206 p. (In Russian)
- Smirnov V.I. (1952) *Otrazhatel'naya plavka (teoriya i praktika)* [Reflective melting (theory and practice)]. Sverdlovsk, 326 p. (In Russian)
- Vanyukov A.V., Zaitsev V.Ya. (1969) *Shlaki i shteyny tsvetnoi metallurgii* [Slag and mattes of nonferrous metallurgy]. Moscow, Metallurgy Publ., 408 p. (In Russian)

УДК 504.61:556.388

ГИДРОГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПРЕСНЫХ ВОД НАДЫМ-ПУРСКОЙ И ПУР-ТАЗОВСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ ЯМАЛО-НЕНЕЦКОГО АВТОНОМНОГО ОКРУГА В СВЯЗИ С ИНТЕНСИВНОЙ РАЗРАБОТКОЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ

© 2018 г. А. А. Ястребов¹, Ю. К. Иванов²¹Институт геоэкологии РАН, 101000, г. Москва, Уланский пер., д. 13, стр. 2, e-mail: yaa-80@mail.ru²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: ivanovuk@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 01.02.2017 г.; принята к печати 27.03.2017 г.

За последние годы все большее значение приобретает проблема рационального использования и охраны водных ресурсов страны. Это связано с недостаточными запасами подземных и поверхностных вод, их истощением, техническим прогрессом и расширяющимся влиянием хозяйственной деятельности человека. Рост городов, промышленности, увеличение водопотребления для разных хозяйственных нужд существенно изменяют водные режимы на поверхности, в почвах и горных породах. Северная часть Западно-Сибирского артезианского мегабассейна (ЗСАМБ) располагается на территории Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО). В настоящее время округ является интенсивно развивающимся регионом РФ. Здесь ведется добыча нефти и газа, располагаются крупные транспортные коммуникации и селитебные территории. Округ отличается экстремальными ландшафтно-климатическими и геоэкологическими условиями, определяющими характер развития опасных природных процессов, взаимодействия поверхностных и подземных вод и миграции загрязняющих веществ. Усиливающееся в результате нефтегазодобычи антропогенное воздействие на пресные подземные воды ЗСАМБ и увеличение селитебной нагрузки на осваиваемых территориях требуют углубленного изучения региональной гидродинамики верхнего эоцен-четвертичного гидрогеологического комплекса. В статье приводятся расчеты массопотоков главных элементов-загрязнителей в подземных водах и дан предварительный прогноз возможного изменения качества пресных вод под действием антропогенного фактора.

Ключевые слова: геоэкология, поверхностные и подземные воды, техногенез, массопотоки

HYDROGEOECOLOGICAL ESTIMATION OF THE FRESH WATERS STATE OF THE NADYM-PURSK AND PUR-TAZ OIL AND GAS PROVINCES OF THE YAMAL-NENETS AUTONOMOUS DISTRICT IN CONNECTION WITH INTENSIVE MINING OF HYDROCARBON DEPOSITS

Alekssei A. Yastrebov¹, Yurii K. Ivanov²¹E.M. Sergeev Institute of Environmental Geoscience of the Russian Academy of Sciences, 13(2), Ulanskii line, Moscow, 101000, Russia, e-mail: yaa-80@mail.ru²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 62016, Russia, e-mail: ivanovuk@igg.uran.ru

Received 01.02.2017; accepted 27.03.2017

In recent years the problem of rational use and protection of the country's groundwater resources has become increasingly important. This is due to want of reserves of groundwater and surface water, their depletion with technological progress and the ever increasing influence of human economic activity. The growth of cities, industry, expansion of water consumption for various economic needs significantly change the water balance regimes on the surface, in soils and rocks. The northern part of the West Siberian Artesian Megabasin (WSAMB) is located on the territory of the Yamal-Nenets Autonomous District (YNAD). Now the district is an intensively developing region of the Russian Federation. Here, oil and gas are extracted, large transport communications and residential areas are located. The district is characterized by extreme landscape, climatic and geoecological conditions that determine the nature of development of dangerous natural processes, the interaction of surface and groundwater and the migration of pollutants. The anthropogenic impact on the fresh groundwater of WSAMB and the increase in the residential load in the developed territories, which is intensified as a result of oil and gas production,

Для цитирования: Ястребов А.А., Иванов Ю.К. (2018) Гидрогеоэкологическая оценка состояния пресных вод Надым-Пурской и Пур-Тазовской нефтегазоносных провинций Ямало-Ненецкого автономного округа в связи с интенсивной разработкой месторождений углеводородов. *Литосфера*, **18**(1), 140–144. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-140-144

For citation: Yastrebov A.A., Ivanov Yu.K. (2018) Hydrogeoecological estimation of the fresh waters state of the Nadym-Pursk and Pur-Taz oil and gas provinces of the Yamal-Nenets Autonomous District in connection with intensive mining of hydrocarbon deposits. *Litosfera*, **18**(1), 140–144. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-140-144

requires an in-depth study of the regional hydrodynamics of the Upper Eocene Quaternary hydro-geological complex. The article provides calculations of mass flows of the main pollutants in groundwater and provides a preliminary forecast of the possible change in the quality of fresh water under the influence of anthropogenic factor.

Keywords: *Geoecology, surface and groundwater, technogenesis, mass flows*

Acknowledgments

The work was carried out within the framework of the State task on the topic of research Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS № 0393-2018-0031.

В настоящее время загрязнение окружающей среды является важнейшей геоэкологической проблемой, особенно в районах с интенсивной разработкой месторождений углеводородов, к которым принадлежит Ямало-Ненецкий автономный округ. Здесь среди основных источников техногенного воздействия на гидросферу можно выделить доминирующий “промышленный” техногенез, обусловленный добычей нефти и газа, наибольшему загрязнению при этом подвержены пресные воды Надым-Пурской и Пур-Тазовской нефтегазоносных провинций, являющихся главными районами нефтегазодобычи.

По результатам многолетних региональных исследований в местах добычи, переработки, хранения и транспортировки нефти и нефтепродуктов в исследуемом районе выявлены многочисленные локальные участки загрязнения компонентов природной среды, включая поверхностные и подземные воды. Основными наиболее распространенными и опасными веществами-загрязнителями выступают жидкие и газообразные углеводороды (нефтепродукты, фенолы и метан) и вещества, используемые при нефтедобыче (диэтиленгликоль и метанол). При этом ряд компонентов нефти даже при очень малой концентрации обладает токсичным воздействием на живые организмы и пресные воды.

В экстремально климатических и ландшафтных условиях, где расположен район исследования, подземные и поверхностные воды имеют тесную взаимосвязь и являются основным наиболее динамичным фактором, определяющим характер и особенности фильтрации и миграции загрязняющих веществ. Наряду с нефтью и газом пресные подземные воды играют огромную роль в ресурсной обеспеченности округа, служат единственным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения. В результате оказываемого на них техногенного влияния они испытывают существенное негативное воздействие, которое может вызвать необратимое загрязнение и истощение ресурсов питьевых вод.

В гидрогеологическом отношении исследуемый район входит в состав Западно-Сибирского сложного артезианского мегабассейна пластовых напорных и безнапорных вод. В вертикальном разрезе бассейна выделяют кайнозойско-меловую систему бассейнов стока (верхний гидрогеологический этаж), мезозойский и палеозойский гидроге-

ологические бассейны (нижний гидрогеологический этаж). Большое значение для хозяйственно-питьевого водоснабжения округа имеют пресные подземные воды верхнего гидрогеологического этажа эоцен-четвертичного водоносного комплекса, который отделен от нижележащих подземных вод мезозойских и палеозойских отложений водоупорным турон-эоценовым комплексом. Значительное влияние на формирование, распространение, количество и качество подземных вод оказывают геокриологические условия, сформированные в олигоцен-четвертичное время [Иванов и др., 2008]. Эоцен-четвертичный водоносный комплекс приурочен главным образом к над- и межмерзлотным водам, в связи с чем их химический состав обладает отличительной природной особенностью – низкой (ультрапресной) минерализацией, редко превышающей 100 мг/л (табл. 1). Отмечается весьма невысокая концентрация основных солеобразующих компонентов, таких как кальций (от 1.0 до 50.0 мг/дм³) и магний (от 1.0 до 40.0), при высоком содержании ионов железа (до 6.0 мг/дм³ при ПДК = 0.3), марганца (до 1.0 мг/дм³ при ПДК (пре-

Таблица 1. Обобщенный химический состав подземных вод эоцен-четвертичного водоносного комплекса

Table 1. Generalized chemical composition of Eocene-Quaternary aquifer complex groundwater

Компонент	Надмерзлотные талики (таликовый, криогенно-таликовый комплекс), мг/дм ³	Межмерзлотные воды, мг/дм ³
Na ⁺	11.80	2.60
K ⁺	7.40	0.70
NH ₄ ⁺	3.40	0.20
Ca ²⁺	21.20	8.30
Mg ²⁺	5.80	3.95
Fe ³⁺	0.40	2.20
Mn	0.17	0.40
Cl ⁻	11.60	3.50
SO ₄ ²⁻	9.47	2.10
NO ₃ ⁻	29.30	0.00
NO ₂ ⁻	0.13	0.00
HCO ₃ ⁻	21.40	30.50
pH	6.02	6.20
Минерализация	98.00	68.00
Окисляемость мг О ₂ /л	4.10	4.00
Жесткость (общая) °Ж	0.77	0.26

дельно допустимая концентрация) = 0.1) и кремнекислоты (до 40.0 мг/дм³ при ПДК = 10.0).

Таким образом, даже незначительное попадание контаминантов в подземную гидросферу способно существенно изменить и ухудшить качество питьевых подземных вод. Возрастающее потребление воды при пространственной изменчивости качества и количества подземных вод продуктивного эоцен-четвертичного водоносного комплекса обуславливает снижение запасов питьевых подземных вод района.

По опубликованным данным ежегодно на территории севера Западной Сибири случается около 200 аварий на региональных и внутрипромысловых трубопроводах, обусловленных в первую очередь изношенностью, а также ошибочными проектными решениями по добыче, транспортировке и т. д. Значительную опасность для окружающей природной среды представляют систематические не очень крупные разливы нефти, так как они встречаются в исследуемом районе достаточно часто и могут носить продолжительный характер. В связи с этим потери нефти и нефтепродуктов в среднем составляют, по официальным данным, около 2% от нефтедобычи. Примерно половина этой массы попадает в поверхностные воды, другая остается на земной поверхности, загрязняя почвы, грунты зоны аэрации и подземные воды. Постепенно мигрируя, нефтяное загрязнение распространяется на территории, превышающие площадь первичного загрязнения. На некоторых участках поверхность накопила большое количество нефти – до 10 г на 100 г грунта. При этом концентрация нефтепродуктов в воде может существенно снижаться в результате процессов испарения, сорбции, биохимического и химического окисления.

Практически на всех питьевых и промышленных водозаборах исследуемой территории отмечается техногенное влияние нефтегазового комплекса на пресные подземные воды, но концентрация загрязняющих веществ в них значительно ниже, чем в поверхностных водах. Следует отметить неравномерность загрязнения территории нефтепродуктами, обусловленную как особенностью региональной динамики эоцен-четвертичного водоносного комплекса [Ястребов, 2009], так и характером распределения утечек и проливов по объемам, интенсивности, срокам возникновения и продолжительности.

В ходе исследований рассчитаны бассейны интенсивного стока (элементарные участки) [Ястребов, Иванов, 2008; Ястребов, 2009], внутри которых происходят питание и разгрузка подземных вод, а также определены сроки водообмена для подбассейнов стока рассматриваемой территории [Ястребов, Иванов, 2008]. Результаты расчетов позволяют говорить о быстром выносе загрязнителей из эоцен-четвертичного водоносного комплекса в

поверхностные водные объекты и низкой степени естественной очистки самих подземных вод. Данные утверждения подтверждены также геоэкологическими исследованиями, проведенными в долинах рек центральной части ЯНАО, где в большинстве случаев в подземных водах не выявлены превышения фоновых значений индикаторов нефтедобычи (хлора, нефтепродуктов). За небольшой промежуток времени происходит разгрузка подземных вод в речную сеть и их значения возвращаются к фоновым показателям (0.1–0.2 мг/дм³ по хлору и 0.01–0.02 мг/дм³ по нефтепродуктам). Важно отметить, что быстрый вынос контаминантов из подземных вод приводит к превалированию процессов загрязнения поверхностных водотоков.

В целом по результатам многолетнего регионального опробования исследуемого района качество подземных вод эоцен-четвертичного водоносного комплекса по основным компонентам соответствует требованиям СанПиН 2.1.4.1074–01 “Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем водоснабжения. Контроль качества” [2002] за исключением природного превышения предельно допустимых концентраций железа, марганца и кремнекислоты.

На состав поверхностных вод, как и подземных, большое влияние оказывает наличие и распространение многолетнемерзлых пород. В таких условиях формируются речные воды малой минерализации (не более 200 мг/л), гидрокарбонатного натриевого состава, со значительным количеством органических веществ. Общая жесткость находится в пределах от 0.15 до 0.40 мг-экв/дм³, что характеризует воды как очень мягкие. По величине активной реакции pH они классифицируются как слабокислые, нейтральные (pH 6.7–7.0). Среднее содержание наиболее распространенных загрязняющих веществ в основных реках изучаемой территории приведено в табл. 2.

По всему району исследования речные воды загрязнены нефтепродуктами, фенолами, соединениями меди, цинка, марганца и железа. Превышение предельно допустимой концентрации для рыбохозяйственных водоемов по нефтепродуктам составляет до 9.0 ПДК, фенолу – до 6.0. На протяжении многих лет значительные загрязнения отмечали по марганцу – 59.6 и 63.7 ПДК на р. Надым, а в период “зимней межени” и весеннего половодья – до 109.0 ПДК на р. Таз и до 64.4 ПДК на р. Пяку-Пур. Высокое содержание железа в большей степени обусловлено природным фактором. Необходимо отметить, что, по данным Государственного учреждения “Ресурсы Ямала”, за последние 30 лет средняя концентрация нефтяных углеводородов в воде ручьев и рек возросла примерно в 20 раз (с 0.21 до 3.90 мг/дм³).

Индикатором нефтяного загрязнения являются также донные речные отложения. Присутствие

Таблица 2. Среднее содержание и вынос массопотоков загрязняющих веществ по основным рекам исследуемого района

Table 2. The average content and stem mass fluxes of pollutants of the main rivers

Водный объект (река)	Пункт контроля	Расход, м³/с	Содержание, мг/дм³						Массопотоки, ×10³ т/год					
			Фено- лы	Нефте- продук- ты	Fe _{общ}	Cu ²⁺	Zn ²⁺	Mn	Фено- лы	Нефте- про- дукты	Fe _{общ}	Cu ²⁺	Zn ²⁺	Mn
ПДК по СанПиН 2.1.4.1074–01			0.2500	0.100	0.30	1.000	1.000	0.100						
ПДК для рыбохозяйственных водоемов			0.0010	0.050	0.10	0.001	0.010	0.010						
Надым Ныда Правая Хетта Пур	Надым	450	0.0045	0.285	2.60	<0.001	0.032	0.385	0.063	4.04	36.89	0.014	0.45	5.46
	Ныда	70	0.0013	0.340	1.80	<0.001	0.159	—*	0.003	0.75	3.97	0.002	0.35	—
	Пангоды	105	0.0019	0.370	1.80	<0.001	0.060	—*	0.006	1.22	5.96	0.003	0.19	—
	Тарко-Сале	560	0.0050	0.300	1.10	<0.001	0.050	—*	0.088	5.29	19.42	0.017	0.88	—
	Уренгой	785	0.0024	0.335	2.38	<0.001	0.030	0.546	0.059	8.29	58.90	0.025	0.74	13.50
Пяку-Пур Седэ-Яха Таз	Самбург	900	0.0030	0.300	1.90	<0.001	0.010	0.210	0.085	8.51	53.90	0.028	0.28	5.96
	Тарко-Сале	305	0.0025	0.260	2.39	<0.001	0.032	0.380	0.024	2.50	22.90	0.010	0.31	3.65
	Н.Уренгой	75	0.0015	0.240	1.57	<0.001	0.049	0.158	0.005	0.56	3.71	0.002	0.11	0.37
	Красно-селькуп	1045	0.0040	0.270	1.40	<0.001	0.040	0.220	0.131	8.89	46.13	0.032	1.32	7.25
	Тазовский	1500	0.0056	0.445	2.30	<0.001	0.061	0.417	0.260	21.05	108.8	0.047	2.88	19.72

*Параметр не контролируется.

*Parameter is not monitored.

в воде взвешенных веществ приводит к тому, что часть нефти (до 10–30%) сорбируется на взвеси и осаждается на дно. Аккумулированные в донных отложениях тяжелые фракции нефти могут сохраняться долгие годы. Донные отложения исследуемых рек в основном представлены песком, а заиленный песок находится лишь ближе к устью. По классификации уровня загрязнения донных отложений нефтепродуктами р. Пур в большей степени относится к слабозагрязненной [Уварова, 1988].

Расчеты массопотоков главных элементов-загрязнителей в поверхностных водах, выносимых реками с исследуемой территории, основанные на данных о расходах рек и содержании в них загрязняющих веществ, приведены табл. 2, 3. Как показали расчеты, всего с изучаемого района поверхностными (речными) водами выносятся 0.03 млн т нефтепродуктов. При этом следует учитывать, что главным образом это та часть, которая осталась после окисления и биологического самоочищения. Поэтому с учетом коэффициентов самоочищения в поверхностные водотоки поступает как минимум в 5 раз больше нефти [Гольдберг, Газда, 1984], т. е. около 0.2 млн т.

За период интенсивной добычи (1990–2000 гг.) средняя добыча нефти в округе составляла около 35.1 млн т. Общие потери, составляющие, по официальным данным, 2%, должны быть равными в этом случае 702 тыс. т. Следовательно, примерно половина (около 351 тыс. т) этой массы попадала в реки, остальная часть локализовалась на поверхности, загрязняя почвы и подземные воды. В данном случае значительная часть нефтепродуктов подвергается окислению. В итоге в Обскую и Тазовскую

Таблица 3. Массопотоки нефтепродуктов по рекам Пур, Надым и Таз

Table 3. Oil mass flow of along the rivers Pur, Nadym and Taz

Водный объект	Площадь водосбора, м ²	Поверхностный сток на участке, м ³ /г.	Среднее содержание нефтепродуктов, мг/дм ³	Вынос нефтепродуктов, ×10 ³ т/г.	Удельные массопотоки, т/г. × км ²
Пур	111.9·10 ⁹	24.9·10 ⁹	0.33	8.22	0.070
Надым	64.0·10 ⁹	14.97·10 ⁹	0.30	4.94	0.080
Таз	150.0·10 ⁹	34.70·10 ⁹	0.42	14.57	0.097
Итого	325.9·10 ⁹	74.57·10 ⁹	0.35	26.10	0.080

губу реками округа примерно разгружалось 0.2% нефтепродуктов от общей величины нефтедобычи в ЯНАО – около 0.07 млн т. Как показали расчеты, для Надым-Пурской и Пур-Тазовской нефтегазовых провинций эта цифра составила около 0.03 млн т нефтепродуктов в год.

В целом поверхностные воды района исследования по комплексным показателям можно охарактеризовать как загрязненные и умеренно загрязненные и отнести к четвертому и третьему классам качества воды.

Тем не менее, подземные воды и их качество могут существенно меняться во времени. Многолетняя интенсивная эксплуатация водозаборов исследуемого района приводит к изменению уровня режима и характера взаимосвязи между отдельными водоносными горизонтами, а также между подземными и поверхностными водами. Область влияния водозаборов может распространяться на рас-

стояния в пределах рассчитанных гидродинамически обособленных зон (т. е. максимум на 10–15 км) [Ястребов, 2009], благодаря чему при наличии в них источников техногенного воздействия может ухудшаться качество питьевых подземных вод эоцен-четвертичного водоносного комплекса.

В связи с этим, недропользователям, в чьих вехах находятся разные водозаборные участки и месторождения подземных вод, необходимо более строго руководствоваться программами производственного экологического контроля режима и химического состава пресных питьевых вод и осуществлять в полной мере рекомендации по ведению мониторинга.

В настоящее время ЯНАО занимает второе место в стране по добыче нефти. Несмотря на то что в последние годы уровень ее добычи сократился и составил около 23 млн т, темпы и объемы освоения ресурсной базы углеводородного сырья на территории округа по-прежнему имеют все основания к дальнейшему увеличению.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прогнозирование развития экологической ситуации при дальнейшем освоении региона, а также контроль за состоянием водных объектов создают основу для принятия решений по поддержанию ресурсов и качества подземных вод округа на приемлемом уровне, обеспечивающем их использование в течение неограниченного времени. Это делает проблему оценки степени гидрогеоэкологической устойчивости питьевого эоцен-четвертичного водоносного комплекса особенно актуальной.

Техногенная нагрузка, создаваемая нефтегазовым комплексом в настоящее время, при увеличении объемов нефтедобычи будет возрастать. В дальнейшем это может усугубить существующую геологическую ситуацию исследуемого района. Говорить о катастрофических изменениях в гидросфере пока рано, загрязнение углеводородами на изучаемой территории носит локальный характер, рассчитанные элементарные бассейны стока обладают достаточной степенью устойчивости к антропогенному воздействию за счет высоких скоростей водообмена и полного дренирования речной сетью (практически без транзитного стока) [Ястребов, 2009].

Локальное антропогенное влияние на гидросферу обусловлено особенностью региональной динамики подземных вод эоцен-четвертичного водоносного комплекса. Формирование элементарных участков стока с небольшими расстояниями миграции загрязнений предопределяет достаточную степень геологической устойчивости геосистемы к комплексным техногенным воздействиям.

В дальнейшем, при постоянном возрастании техногенной нагрузки и ее длительном воздей-

ствии на геосистему (гидросферу), следует предположить возможные необратимые изменения качественного состава пресных вод территории, фильтрационных параметров водосодержащих пород и объемов водных ресурсов. В связи с этим природоохранные органы округа должны ужесточить экологические требования к недропользователям, осуществляющим производственную деятельность на территории ЯНАО.

Исследования выполнены в рамках темы № 0393-2018-0031 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гольдберг В., Газда С. (1984) Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. М.: Недра, 262 с.
- Иванов Ю.К., Ястребов А.А., Бешенцев В.А. (2008) Прогноз развития контаминационных процессов в условиях криолитозоны. *Литосфера*, (6), 82–86.
- Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества. (2002) СанПиН 2.1.4.1074–01. М.: Минздрав России. 62 с.
- Уварова В.И. (1988) Современное состояние уровня загрязнения воды и грунтов некоторых водоемов Обь-Иртышского бассейна. *Сб. науч. тр. ГосНИИ-ОПХ*, (305), 23–33.
- Ястребов А.А. (2009) Влияние скорости водообмена на степень и масштаб антропогенного воздействия. *Литосфера*, (4), 114–118.
- Ястребов А.А., Иванов Ю.К. (2008) Региональная динамика пресных подземных вод Ямало-Ненецкого автономного округа. *Литосфера*, (5), 99–112.

REFERENCES

- Gol'dberg V., Gazda S. (1984) *Gidrogeologicheskie osnovy okhrany podzemnykh vod ot zagryazneniya* [Hydrogeological basis for the protection of groundwater against pollution]. Moscow, Nedra Publ., 262 p. (In Russian)
- Ivanov Yu.K., Yastrebov A.A., Beshentsev V.A. (2008) Prediction of contaminations processes under the permafrost zone. *Litosfera*, (6), 82–86. (In Russian)
- Pit'yevaya voda. Gigenicheskiye trebovaniya k kachestvu vody tsentralizovannykh sistem pit'yevogo vodosnabzheniya. Kontrol' kachestva. (2002) SanPiN 2.1.4.1074-01 [Drinking water. Hygienic requirements for water quality of centralized drinking water supply systems. Quality control]. Moscow, Minzdrav Rossii Publ., 62 p. (In Russian)
- Uvarova V.I. (1988) The current state of water pollution and soil some reservoirs of Ob-Irtysh basin. *Sbornik nauchnykh trudov. GosNIORKH*, (305), 23–33. (In Russian)
- Yastrebov A.A. (2009) Influence of water exchange rate on the degree and scale of human impact. *Litosfera*, (4), 114–118. (In Russian)
- Yastrebov A.A., Ivanov Yu.K. (2008) Regional dynamics of fresh groundwater of the Yamalo-Nenets Autonomous District. *Litosfera*, (5), 99–112. (in Russian)

**ПАМЯТИ ВИКТОРА ВЛАДИМИРОВИЧА ЗАЙКОВА
(1938–2017)**

22 декабря 2017 г. ушел из жизни Виктор Владимирович Зайков – главный научный сотрудник Института минералогии УрО РАН, заслуженный деятель науки РФ, доктор геолого-минералогических наук, профессор, автор более 500 научных трудов.

В 1960 г. В.В. Зайков окончил Донецкий политехнический институт, с которым никогда не порывал связи. Около 16 лет он проработал в Красноярском геологическом управлении. Работал старшим и главным геологом на съемке 1 : 50 000 масштаба в различных районах Тувы. С 1960 по 1980 гг. В. В. Зайковым с коллегами составлены качественные геологические карты, выявлены и оценены месторождения золота, каменной соли, свинца и цинка на территории Тувинской АССР. В.В. Зайков являлся одним из организаторов первой академической лаборатории в Туве (1975 г.), которая выросла сейчас в Институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН. Собранные им уникальные геологические и палеонтологические материалы послужили основой известной монографии “Рудные формации Тувы”. Позже, в 2007 году, вышла в свет замечательная книга-исповедь супругов Зайковых “Притяжение Тувы”. Эта монографическая публикация посвящена многотрудной и вместе с тем счастливой судьбе геологов 60–70-х годов прошлого столетия. Открытие месторождений, бесценный опыт

работы в полевых условиях, многогранные взаимоотношения с коллегами, честная жизнь и дружба на всю жизнь – вот главная линия книги.

В 1980 г. В.В. Зайкова и Е.В. Зайкову, уже тогда известных геологов, судьба закинула на Урал в Ильменский заповедник, где в то время директор В.А. Коротеев формировал коллектив будущего Института минералогии УрО РАН. Таким образом, уральская геология приобрела двух замечательных ученых-практиков, а они – уникальную по многообразию и плотности месторождений и идей провинцию, которая “притянула” их на десятилетия. Первая работа В.В. Зайкова была связана с участием в Уральской палеоокеанологической экспедиции, организованной Л.П. Зоненшайном и В.А. Коротеевым в 1983 г. В числе первых специалистов в области металлогении на Урале В.В. Зайков принял идеи тектоники плит.

С именем Виктора Владимировича связано открытие на Урале сразу нескольких направлений исследований. Наиболее яркое из них – “Металлогения древних и современных океанов – сравнительный анализ”. Урал поразил исследователя свежестью палеогидротермальных сульфидных холмов – древнейших аналогов “черных курильщиков”. Такие холмы им были обнаружены и охарактеризованы в различных структурах Уральского палеоокеана – островных дугах, задуговых и междуговых бассейнах и окраинных морях. Смена глобальной парадигмы сопровождалась острыми дискуссиями с уважаемыми коллегами, поисками критериев и все новыми и новыми открытиями. Монография “Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин” (1991) была переиздана второй раз, и сейчас уже стала настольной книгой не только авторитетных ученых, но и геологов-практиков, которые нашли в ней новые методики палеовулканических, рудно-фациальных и минералогических реконструкций. В настоящее время сульфидные холмы являются непрямым элементом международных публикаций, посвященных описанию типов колчеданных месторождений.

Мы помним В.В. Зайкова не только как талантливого разностороннего ученого: он являлся инициатором и руководителем новых направлений научных исследований, крупных международных и российских проектов. В 1995 г. В.В. Зайков организовал ежегодную международную студенческую школу “Металлогения древних и современных океанов”. В 2018 г. состоится 24-я школа, по-

священная проблемам вулканизма и рудообразования, геологии, минералогии и геохимии месторождений полезных ископаемых. Эта школа стала визитной карточкой Института минералогии УрО РАН, за несколько лет приобрела международное звучание и привлекла на Урал десятки выдающихся российских и зарубежных ученых – лекторов, а также многочисленные российские и международные проекты. Крупнейшие из них – INTAS, TACIS, MinUrals INCO COPERNICUS – вошли в историю уральской металлогении.

В эти же годы В.В. Зайков занимается исследованием минерального сырья древних океанических структур Урала и Южной Сибири, возглавляет поиски и оценку нового для России вида полезных ископаемых – пиррофиллитового сырья, пригодного для керамической и огнеупорной промышленности. Его усилия увенчались успехом: в рудовмещающих толщах колчеданных месторождений (Куль-Юрт-Тау, Гай-3) открыты месторождения уникального по свойствам и областям применения карц-пиррофиллитового сырья. Эти месторождения, отработанные как серноколчеданные, В.В. Зайковым с коллегами возрождены как пиррофиллитовые. Еще многие пиррофиллитовые проявления, обнаруженные В.В. Зайковым на Урале, ждут природопользователей.

Особой гранью работ, проведенных под руководством В.В. Зайкова, являются геоархеологические исследования исторических памятников Урала. В результате оценена минерально-сырьевая база древних сообществ региона, выявлены ранее неизвестные медные рудники, разрабатывавшиеся в бронзовом веке, исследован состав изделий из меди, бронзы, свинца, золота. Особенно интересными выглядят исследования микровключений платиноидов в изделиях из золота, бронзы и других металлов. Эти микровключения, иногда представляющие собой редчайшие минералы, являются индикаторами специфических типов рудных месторождений. В.В. Зайковым установлено, что Урал пересе-

кался не только известным Шелковым путем, но и тысячелетия назад являлся страной металлургических городов, соединенных сложной сетью горно-промышленных путей. Его книги “Аркаим и геоархеологические странствия” и “Юность геоархеологии” стали сенсацией. Он с коллегами не только оценил минерально-сырьевую базу древних сообществ Урала, но и активно проводил исследования древних рудников и золотоносных курганов Евразийской степи. Подготовленное с коллегами учебное пособие “Основы геоархеологии” явилось первым учебником по новой дисциплине, у истоков которой стоял В.В. Зайков.

Виктор Владимирович внес большой вклад в становление и формирование геологического факультета – филиала Южно-Уральского государственного университета в г. Миассе. Он был деканом в трудные годы аттестации и первого выпуска, читал лекции по общей геологии, геодинамике и минерагении. В.В. Зайков организовал кафедру геологии, по его инициативе создана лаборатория термобарогеохимических исследований на геологическом факультете в ЮУрГУ. Его основное “детище” – Лаборатория прикладной минералогии и минерагении, которой он руководил более 20 лет, внесла большую лепту в создание научных основ развития минерально-сырьевой базы Урала и других горно-промышленных регионов. В.В. Зайков создал замечательную школу молодых талантливых геологов, которые приносят и еще принесут нашей стране много новых открытий. Под научным руководством В.В. Зайкова 13 человек защитили кандидатские диссертации, среди его учеников три доктора геолого-минералогических наук.

Мы благодарны судьбе, что нам довелось пройти рядом по жизни с таким замечательным, большим и настоящим Человеком. Его уход вызвал искренние слова соболезнования людей самых разных профессий из самых разных уголков страны и зарубежья. Не стало Виктора Владимировича Зайкова. В этом году 3 мая ему бы исполнилось 80 лет.

Коллеги из Института минералогии УрО РАН

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Материалы статьи присылаются по электронной почте: lithosphere@igg.uran.ru. Бумажные материалы в 2-х экземплярах – почтовым отправлением (*простой* бандеролью) по адресу: 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15. Редакция журнала “Литосфера”

Журнал публикует статьи на русском и английском языках.

1. Рукописи принимаемых для публикации научных статей не должны превышать 2 авт. листов (16 стр. формата A4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроники и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

2. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail; 5) аннотация объемом 250–350 слов, содержащая следующие разделы: предмет исследования, материалы и методы, результаты, выводы; 6) ключевые слова.

3. 7) При представлении статьи на русском языке “шапка” работы, т.е. ее название, фамилии и имена авторов, названия и адреса учреждений переводятся на английский язык. Далее следует английская аннотация, текст которой не должен быть калькой русской аннотации, но должен иметь приблизительно тот же объем и ту же рубрикацию. После ключевых слов английской аннотации необходимо помещать перевод благодарностей и ссылок на гранты.

4. Далее следует: 8) русский текст статьи; 9) *ссылки на литературные источники приводятся в квадратных скобках в хронологическом порядке*; 10) благодарности указываются в конце статьи отдельным абзацем, ссылки на гранты выделяются курсивом; 11) список цитированной литературы дается в алфавитном порядке, вначале русские, затем, с пробелом в одну строку, иностранные источники. При наличии нескольких авторов необходимо указывать все фамилии.

5. В конце статьи помещается 12) References (список литературы, где русскоязычные источники транслитерируются и сопровождаются английскими переводами названий работ и источников публикации). Все цитированные источники даются одним списком в романском алфавите.

6. Все страницы должны быть пронумерованы.

7. Электронная версия, идентичная бумажной, должна состоять из файла текста и файлов иллюстраций, подписей к ним и таблиц.

8. К рукописи прилагаются: 1) направление в журнал от организации; 2) акт экспертизы; 3) сведения об авторах, включающие полные имена и отчества всех авторов, их номера телефонов и адреса с указанием контактного лица для связи при редакционной подготовке статьи.

Рисунки. Схемы и рисунки в журнале должны иметь минимальные размеры, соответствующие их информативности, но без потери наглядности. Размер и оформление однотипных рисунков должны быть единообразны по статье. Обозначения частей рисунка (а, б) и т.д. пишутся прямым русским шрифтом строчными буквами без пробела (рис. 1б). Для карт следует указывать масштаб. Векторные рисунки должны представляться в формате программы, в которой они сделаны (рекомендуется Corel Draw), если программа отличается от Corel Draw, необходимо дополнительно сохранять файлы рисунков в формате JPG и TIF. В этих же форматах (JPG, TIF) представляются фотографические материалы. Заголовки рисунков и подписи к ним приводятся на русском и английском языках.

Таблицы. Каждая таблица в бумажной версии размещается на отдельной странице. Заглавия столбцов пишут с прописной буквы. Повторяющиеся надписи заменяются кавычками: “–”; числа в столбцах повторяются. Примечания и сноски со звездочками под таблицами набирают прямым шрифтом, в конце ставят точку. После звездочки первое слово пишут с прописной

буквы без пробела. Таблицы (и рисунки) нумеруются арабскими цифрами в порядке их упоминания в тексте. Место первой ссылки на каждую таблицу (и рисунок) в тексте следует помещать на левом поле.

Таблицы, как и текст, даются в формате Word for Widows. Заголовки таблиц и примечания приводятся на русском и английском языках.

Для более детального ознакомления с правилами для авторов просим обращаться на официальный сайт: <http://www.lithosphere.ru>

AUTHOR'S NOTE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg.uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016. Editorial board of the “Lithosphere”.

“Lithosphere” publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publication of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin – 25 mm); “Lithosphere” accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript must be accompanied by: 1) sending to the journal from the authors depart surname; 2) information about the authors, including the full names and surname of all authors, their telephone numbers and addresses, indicating the contact person for communication during the editorial preparation of the article.

3. The manuscript should be arranged in the following order: 1) UDC index; 2) the title of the article; 3) the name and surname of the authors; 4) the full name of the institutions in which the study was carried out, indicating the postal address and e-mail; 5) abstract from 250, but not exceeding 350 words, containing the following sections: background, materials and methods, results, conclusions; 6) keywords; 8) the text of the article; 9) references to literary sources are given in square brackets in chronological order; 10) gratitude is indicated at the end of the article in a separate paragraph; links to grants are in italics; 11) list of the cited literature in alphabetical order. If there are several authors, all the surnames must be indicated.

4. All pages should be numbered.

5. Electronic and paper versions should be identical and consist of a text file, figures, figure captions and table files.

6. The text of the article is presented in the format Word for Windows type Times New Roman, size 12.

Figures. Schemes and drawings in the journal should have minimum dimensions corresponding to their informativeness, but without loss of clarity. The size and design of the same type of drawings should be uniform across the article. Legend of the parts of the drawing (a, b), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 1b). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

Tables. Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: “–”, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed familiarization with the rules for authors, please contact the official website: <http://www.lithosphere.ru>

ЛИТОСФЕРА Том 18 № 1

Январь–Февраль 2018

ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель
Институт геологии и геохимии
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № 77-7039 от 28 декабря 2000 г.
в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректор М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Л.К. Малышевой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 88	Подписано в печать 28.02.2018	Формат 60 × 84 ¹ / ₈
Печать офсетная	Усл. печ. л. 18.4	Уч.-изд. л. 18.4
	Тираж 250	Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru