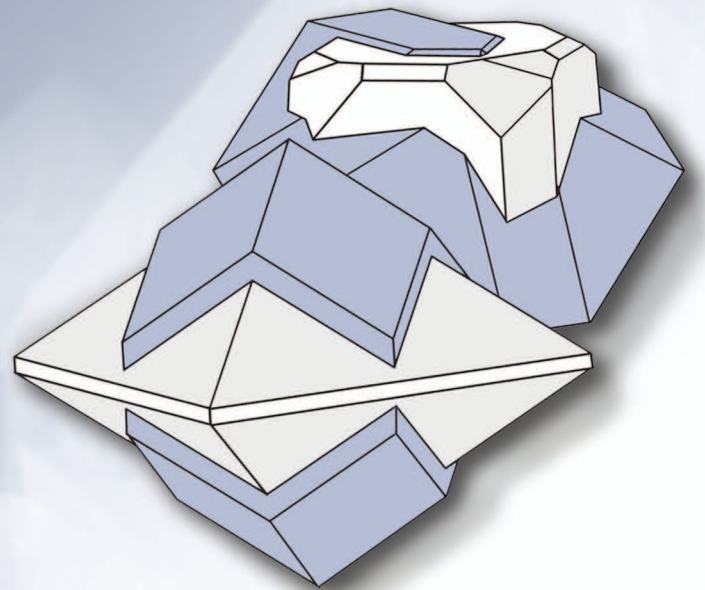


ISSN 2313-545X (print)  
ISSN 2782-2044 (online)

# МИНЕРАЛОГИЯ MINERALOGY

Том 7 № 1



2021

---

ISSN 2313-545X (print)  
ISSN 2782-2044 (online)

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии  
Уральского отделения Российской академии наук

# МИНЕРАЛОГИЯ

Том 7 № 1 2021 г. Апрель

Основан 2014 г.  
Выходит 4 раза в год

---

South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology,  
Urals Branch, Russian Academy of Sciences

# MINERALOGY

Volume 7 No 1 2021 April

Founded 2014  
Issued 4 times a year

---

**Научный журнал.** Выходит 4 раза в год. Основан в 2014 г.

*Учредитель:* Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской академии наук

Тематика журнала охватывает широкий спектр направлений минералогии, включая глобальную и региональную минералогию и минерогению, минералогию полезных ископаемых, технологическую минералогию, онтогению минералов и топоминералогию, эко- и биоминералогию, археологическую минералогию.

*Главный редактор:*

Масленников В.В., член-корр. РАН, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

*Зам. главного редактора:*

Белогуб Е.В., ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН; Попов В.А., ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

*Редакционная коллегия:*

В.Н. Анфилов, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), А.М. Асхабов, ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар, Россия), А.И. Бруницын, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия), И.О. Галускина, Силезский университет (г. Катовице, Польша), Ю.Л. Войтеховский, ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты, Россия), С.Л. Вотяков, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия), В.А. Коротеев, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия), В.Г. Кривовичев, С-ПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия), Е.П. Макагонов, ИГЗ ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), И.Ю. Мелекестева, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), В.В. Мурзин, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия), П. Нимис, Университет г. Падуи (г. Падуа, Италия), Л.А. Паутов, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва, Россия), И.В. Пеков, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва, Россия), В.И. Попова, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), Э.В. Сокол, ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия), С.Ю. Степанов, С-ПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия), С.Г. Тесалина, Кертин Университет (г. Перт, Австралия), Р. Херрингтон, Музей естественной истории (г. Лондон, Великобритания), В.Н. Удачин, ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия), М.А. Юдовская, ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия), Университет Витватерсранда (г. Йоханнесбург, ЮАР).

*Адрес издателя и редакции:* Россия 456317, г. Миасс, Челябинская обл., тер. Ильменский заповедник

Тел.: +7(3513)29-80-98

*E-mail:* journal-mineralogy@yandex.ru; *Сайт журнала:* www.journal.mineralogy.ru

© ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

© Авторы статей

---

## **MINERALOGY 2021. VOL. 7. NO. 1**

**Scientific journal.** Issued 4 times per year. Founded in 2014

*Founder:* Federal State Budgetary Institution South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Journal MINERALOGY covers a wide spectrum of the mineralogical sciences including global and regional mineralogy and mineralogy, mineralogy of mineral deposits, technological mineralogy, ontogenesis of minerals and toponermineralogy, eco- and biomineralogy, and archeological mineralogy.

*Editor-in-Chief:*

Valery Maslennikov, Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass

*Editors:*

Elena Belogub, Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass; Vladimir Popov, Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass

*Editorial Board:*

Vsevolod Anfilov (Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Askhab Askhabov (Institute of Geology KSC RAS, Syktyvkar, Russia), Irina Galuskina (University of Silesia, Sosnowiec, Poland), Richard Herrington (Natural History Museum, London, United Kingdom), Victor Koroteev (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia), Vladimir Krivovichev (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia), Evgeny Makagonov (Ilmeny State Reserve SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Irina Melekesteva (Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Valery Murzin (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia), Paolo Nimis (University of Padova, Padova, Italy), Leonid Pautov (Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia), Igor Pekov (Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia), Valentina Popova (Institute of Mineralogy SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Svetlana Tessalina (Curtin University, Perth, Australia), Valery Udachin (SU FRC MiG UB RAS, Miass, Russia), Yury Voytekhovskiy (Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia), Sergey Votyakov (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia), Marina Yudovskaya (IGEM RAS, Moscow, Russia; University of the Witwatersrand, Johannesburg, South Africa).

*Contacts:* territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia

Тел.: +7(3513)29-80-98

*E-mail:* journal-mineralogy@yandex.ru; *Web-site:* www.journal.mineralogy.ru

---

## СОДЕРЖАНИЕ

7(1), 2021

### МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

МИНЕРАЛОГИЯ ВОРОНЦОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ). ЧАСТЬ 2: ПРОСТЫЕ ВЕЩЕСТВА, СУЛЬФИДЫ, АРСЕНИДЫ, ТЕЛЛУРИДЫ <i>А.В. Касаткин, С.Ю. Степанов, М.В. Цыганко, Р. Шкода, Ф. Нестола, Я. Плашил, Э. Маковицки, А.А. Агаханов, Р.С. Паламарчук</i> .....	5
ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЕГМАТИТАХ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР, ЮЖНЫЙ УРАЛ <i>В.А. Попов</i> .....	23
ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ САХАРИНСКИЙ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫЙ КОМПЛЕКС (ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ): ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ <i>Т.Н. Сурин</i> .....	40
ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУРТЫКТЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) <i>Н.С. Чухарева, Е.В. Белогуб, Ю.А. Рыжкова, И.А. Блинов, М.А. Рассомахин, К.А. Новоселов</i> .....	54
МИНЕРАЛОГИЯ СЫРОДУТНЫХ ШЛАКОВ ШУВАКИШСКОГО ЖЕЛЕЗОДЕЛАТЕЛЬНОГО ЗАВОДА (ОКРЕСТНОСТИ Г. ЕКАТЕРИНБУРГА, СВЕРДЛОВСКАЯ ОБЛАСТЬ) <i>Ю.В. Ерохин, А.В. Захаров, Л.В. Леонова</i> .....	66
СУЛЬФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ТОННЕЛЕ ПЕЩЕРЫ ПЯТИГОРСКИЙ ПРОВАЛ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ) <i>О.Я. Червяцова, А.В. Касаткин, Н.В. Чуканов, Ф. Нестола</i> .....	78

### КРАТКИЕ ЗАМЕТКИ

ГЕОТУРИЗМ В АФРИКЕ. СЫМЕНСКИЕ ГОРЫ <i>К.А. Новоселов</i> .....	90
---	----

## CONTENTS

7(1), 2021

### MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

MINERALOGY OF THE VORONTSOVSKOE GOLD DEPOSIT (NORTHERN URALS). PART 2: NATIVE ELEMENTS, SULFIDES, ARSENIDES, TELLURIDES <i>A.V. Kasatkin, S.Yu. Stepanov, M.V. Tsyganko, R. Škoda, F. Nestola, J. Plášil, E. Makovicky, A.A. Agakhanov, R.S. Palamarchuk</i> .....	5
RELATIVE AGE OF ACCESSORY MINERALS IN PEGMATITES OF THE ILMENY MOUNTAINS, SOUTH URALS <i>V.A. Popov</i> .....	23
LATE-DEVONIAN SAKHARA DUNITE-CLINOPIROXENITE-GABBRO COMPLEX (EAST MAGNITOGORSK ZONE, SOUTH URALS): PETROLOGICAL-MINERALOGICAL FEATURES AND GEODYNAMIC SETTING <i>T.N. Surin</i> .....	40
FEATURES OF MORPHOLOGY AND CHEMICAL COMPOSITION OF NATIVE GOLD FROM THE MURTYKTY DEPOSIT, SOUTH URALS <i>N.S. Chukhareva, E.V. Belogub, Yu.A. Ryzhkova, I.A. Blinov, M.A. Rassomakhin, K.A. Novoselov</i> .....	54
MINERALOGY OF BLOOMERY SLAGS OF THE SHUVAKISH IRONWORKS PLANT (OUTSKIRTS OF YEKATERINBURG, SVERDLOVSK OBLAST) <i>Yu.V. Erokhin, A.V. Zakharov, L.V. Leonova</i> .....	66
SULFATE MINERALIZATION IN A TUNNEL OF THE PYATIGORSKY PROVAL CAVE, NORTH CAUCASUS <i>O.Ya. Chervyatsova, A.V. Kasatkin, N.V. Chukanov, F. Nestola</i> .....	78

### BRIEF REPORTS

GEOTURISM IN AFRICA. THE SIMIEN MOUNTAINS <i>K.A. Novoselov</i> .....	90
--	----

УДК 549.2+549.3+553.411 (470.54)

DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-1

**МИНЕРАЛОГИЯ ВОРОНЦОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
(СЕВЕРНЫЙ УРАЛ).  
ЧАСТЬ 2: ПРОСТЫЕ ВЕЩЕСТВА, СУЛЬФИДЫ, АРСЕНИДЫ, ТЕЛЛУРИДЫ**

**А.В. Касаткин<sup>1</sup>, С.Ю. Степанов<sup>2</sup>, М.В. Цыганко<sup>3</sup>, Р. Шкода<sup>4</sup>, Ф. Нестола<sup>5</sup>,  
Я. Плашил<sup>6</sup>, Э. Маковицки<sup>7</sup>, А.А. Агаханов<sup>1</sup>, Р.С. Паламарчук<sup>8</sup>**

<sup>1</sup> Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр. 18/2, Москва,  
119071 Россия; [anatoly.kasatkin@gmail.com](mailto:anatoly.kasatkin@gmail.com)

<sup>2</sup> Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского, 15 Екатеринбург, 620016 Россия

<sup>3</sup> Минералогический музей «Штуфной кабинет», ул. Ватутина 17а,  
Североуральск, Свердловская обл., 624480 Россия

<sup>4</sup> Масариков университет, Котлариска 2, Брно, 61137 Чехия

<sup>5</sup> Университет Падуи, Виа Градениго 6, Падуя, 35131 Италия

<sup>6</sup> Институт физики АНЧР, На Слованце 1999/2, Прага, 18221 Чехия

<sup>7</sup> Университет Копенгагена, Остерволдгаде 10, ДК-1350, Копенгаген, Дания

<sup>8</sup> Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, Миасс,  
Челябинская обл., 456317 Россия

Статья поступила в редакцию 29.12.2020 г., принята к печати 18.02.2021 г.

**MINERALOGY OF THE VORONTSOVSKOE GOLD DEPOSIT (NORTHERN URALS).  
PART 2: NATIVE ELEMENTS, SULFIDES, ARSENIDES, TELLURIDES**

**A.V. Kasatkin<sup>1</sup>, S.Yu. Stepanov<sup>2</sup>, M.V. Tsyganko<sup>3</sup>, R. Škoda<sup>4</sup>, F. Nestola<sup>5</sup>,  
J. Plášil<sup>6</sup>, E. Makovický<sup>7</sup>, A.A. Agakhanov<sup>1</sup>, R.S. Palamarchuk<sup>8</sup>**

<sup>1</sup> Fersman Mineralogical Museum RAS, Leninsky pr. 18/2 Moscow, 119071 Russia; [anatoly.kasatkin@gmail.com](mailto:anatoly.kasatkin@gmail.com)

<sup>2</sup> Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, ul. Akademika Vonsovskogo 15, Yekaterinburg, 620016 Russia

<sup>3</sup> Mineralogical Museum «Shtufnoi Kabinet», ul. Vatutina 17a, Severouralsk, Sverdlovsk oblast, 624480 Russia

<sup>4</sup> Masaryk University, Kotlářská 2, Brno, 61137 Czech Republic

<sup>5</sup> University of Padova, Via Gradonigo 6, Padova, 35131 Italy

<sup>6</sup> Institute of Physics ASCR, v.v.i., Na Slovance 1999/2, Prague, 18221 Czech Republic

<sup>7</sup> University of Copenhagen, Østervoldgade 10, DK-1350, Copenhagen, Denmark

<sup>8</sup> South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,  
Institute of Mineralogy, Miass, Chelyabinsk oblast, 456317 Russia

Received 29.12.2020, accepted 18.02.2021

**Аннотация.** Данная статья продолжает серию публикаций, посвященных минералогии Воронцовского золоторудного месторождения на Северном Урале (Касаткин и др., 2020). Описаны найденные на месторождении простые вещества, сульфиды, арсениды и теллуриды, приведены их химический состав, а для ряда минералов – параметры элементарных ячеек и оптические свойства. Находки гетчеллита, дюранюзита, парареальгара и пикополита являются первыми в Российской Федерации.

**Ключевые слова:** Воронцовское месторождение, Северный Урал, простые вещества, сульфиды, арсениды, теллуриды, первые находки в России.

**Abstract.** The paper continues a series of publications devoted to the mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit in the Northern Urals (Kasatkin et al., 2020). The paper reports on native elements, sulfides, arsenides and tellurides discovered at the deposit, their chemical compositions, as well as unit-cell parameters

and optical properties of some minerals. Getchellite, duranusite, pararealgar and picotpaulite are found for the first time in Russia.

**Keywords:** Vorontsovskoe deposit, Northern Urals, native elements, sulfides, arsenides, tellurides, first findings in Russia.

**Для цитирования:** Касаткин А.В., Степанов С.Ю., Цыганко М.В., Шкода Р., Нестола Ф., Плашил Я., Маковицки Э., Агаханов А.А., Паламарчук Р.С. Минералогия Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Часть 2. Простые вещества, сульфиды, арсениды, теллуриды. Минералогия, 7(1), 5–22. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-1.

**For citation:** Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V., Škoda R., Nestola F., Plášil J., Makovicky E., Agakhanov A.A., Palamarchuk R.S. Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). Part 2: native elements, sulfides, arsenides, tellurides. Mineralogy, 7(1), 5–22. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-1.

## Введение

Настоящая статья является второй в серии публикаций о минералогии Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). В первой части (Касаткин и др., 2020) охарактеризованы история изучения месторождения, его геологическое положение и строение, типы руд, методы исследований, а также дан полный минеральный кадастр. В изученных образцах установлено девять устойчивых рудных минеральных ассоциаций: боскардинит-экранситовая (№ 1), воронцовит-гунгеровитовая (№ 2), гладковскиитовая (арсеносульфидная) (№ 3), киноварь-колорадоит-парапьерротитовая (№ 4), люборжакит-клеритовая (№ 5), ассоциация с самородным мышьяком (№ 6), цыганкоитом (№ 7) и минералами висмута (№ 8), а также гипергенная ассоциация (№ 9) (Касаткин и др., 2020). Эта и последующие части посвящены описанию конкретных минералов, достоверно установленных на месторождении как нами, так и предыдущими исследователями. Ниже речь пойдет о простых веществах, сульфидах, арсенидах и теллуридах. В статье использованы следующие обозначения минералов: Alb – алабандин, Ant – антимонит, Ару – арсенипирит, Агс – мышьяк, As<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – арсенолит/клаудетит, Au – золото, Cal – кальцит, Сср – халькопирит, Сln – клинохлор, Сnb – киноварь, Col – колорадоит, Dur – дюранозит, Hwl – хоулиит, Jлр – ялпаит, Jos – жозеит-А, Mgt – магнетит, Mtc – метациннабарит, Ogr – аурипигмент, Pic – пикополит, Prg – пирит, Rlg – реальгар, Rtr – рутьерит, Sph – сфалерит, Tdm – тетрадимит, Til – тилазит, Tnt – теннантит, Tsg – цыганкоит. Указанные ниже номера минеральных ассоциаций даны по (Касаткин и др., 2020).

## Простые вещества

**Самородное золото** является главным объектом промышленной добычи на месторождении, по-

этому в минералогическом плане оно изучено очень детально (Сазонов и др., 1991; Мурзин, Варламов, 2010; Мурзин и др., 2011; Викентьев и др., 2016). В разных ассоциациях этот минерал образует мелкие (обычно не превышающие 0.1 мм) округлые и угловатые частицы, интерстициальные, пластинчатые и комковатые формы, а также зерна с элементами кристаллографической огранки. Обычны скопления кристаллов золота в кварц-слюдисто-карбонатной массе, реже фиксируются сростки самородного золота с реальгаром или выполнение им микротрещин в метакристаллах пирита. Часто изометричные кристаллы, округлые и удлинённые выделения самородного золота заключены в агрегатах пирита, арсенипирита, самородного мышьяка, свинцовых сульфосолей, блеклых руд. Химический состав самородного золота разных ассоциаций подробно изучен. По данным (Викентьев и др., 2016) примесь Ag варьирует практически от нуля в аурипигмент-реальгаровых рудах карбонатных брекчий и аргиллизитах (пробность золота достигает 989 и 993 ‰, соответственно) до 37.8 мас. % в пирит-пирротитовых рудах скарнов (пробность такого золота наиболее низкая – всего 614 ‰). Также в составе самородного золота фиксируется примесь Hg (до 5.5 мас. %) и Cu (до 0.7 мас. %).

Нами в 2016 г. на рудном складе встречено рекордно крупное для месторождения полумиллиметровое выделение самородного золота в кальците (рис. 1а). Оно также наблюдалось нами во всех без исключения изученных минеральных ассоциациях. Чаще всего оно встречается в ассоциации 6 (здесь и далее номера ассоциаций по (Касаткин и др., 2020)), где образует вкрапленность зерен до 0.1 мм в нерудных минералах брекчий (карбонаты, кварц, барит, мусковит и др.), самородном мышьяке и замещающих его гипергенных оксидах (арсенолит, клаудетит), на контакте последних с реальгаром и арсенипиритом (рис. 2г). В данной ассоциации оно представлено серебри-

сто-ртутистой разновидностью. Средний состав 10 зерен (мас. %): Ag 5.01, Au 87.12, Hg 8.42, сумма 100.55. Эмпирическая формула (расчет на сумму атомов, равную 1):  $Au_{0.83}Ag_{0.09}Hg_{0.08}$ .

**Самородная медь** по результатам оптических наблюдений отмечалась в составе продуктов гипергенного окисления сфалерита с эмульсионной вкрапленностью халькопирита в гранатовом скарне (Викентьев и др., 2016).

**Самородный мышьяк** впервые на месторождении описан В.Н. Сазоновым с соавторами (1991). В цементе рудных брекчий он слагает изометричные кристаллы или неправильные выделения размером до 1 мм. Зафиксирована также его эмульсионная вкрапленность (до 10–15 мкм) в антимоните. Минерал диагностирован по оптическим свойствам, химическому составу и дебаграмме. В качестве примесей в самородном мышьяке зафиксированы Sb и S в количествах до 0.1 мас. %. В 2007 г. в Северном карьере было вскрыто массивное скопление самородного мышьяка, весившее более тонны (Викентьев и др., 2016). Оно приурочено к метасоматически измененным туфогенным породам, слагающим верхнюю часть месторождения. Метасоматит представлен существенно кварцевой массой, рассеянной зонами брекчирования мощностью до 5 см, к которым приурочены прожилки, линзы и гнезда агрегатов крупных зерен самородного мышьяка. Размер его мономинеральных обособлений достигает здесь 2–3 см. Самородный мышьяк и призматический арсениопирит распространены также и в массе породы вне зон брекчирования, где они формируют густую равномерно рассеянную вкрапленность с размером выделений не более 0.5 мм. В самородном мышьяке заключены многочисленные зерна самородного золота. В самородном мышьяке не зафиксированы примеси, содержание которых было бы выше порога обнаружения электронно-зондовым методом. Поверхность самородного мышьяка на воздухе быстро окисляется и покрывается пленкой арсениолита. В этой же минеральной ассоциации установлены алабандин, сфалерит, блёклые руды переменного состава, Cl-содержащий фторапатит (Мурзин и др., 2011).

В 2010 г. нам были переданы образцы самородного мышьяка из материала, добытого в 2007 г. Минерал в них слагает прожилки мощностью до 3 см, состоящие из коричневых до черных пластинчатых агрегатов, как свежих, так и частично окисленных с поверхности до арсениолита и клаудетита, в ассоциации с ярко-красным реальгаром и

желтым пленочным аурипигментом (рис. 2а–в, 1д). Изучение самородного мышьяка электронно-зондовым методом показало, что в его составе присутствует только As, и он содержит многочисленные микровростки самородного золота, арсениопирита, бурнонита и теннантита-(Fe). Рассчитанные по дифрактограмме параметры гексагональной элементарной ячейки приведены в табл. 1, № 1.

Ранее нами уже отмечалось (Касаткин и др., 2020), что образцы с самородным мышьяком из ассоциации 6, отобранные в отвалах Северного карьера, с большой долей вероятности также происходят из материала, отобранного в 2007 г. Самородный мышьяк здесь является главным рудным минералом. Он встречается в скоплениях до 3–4 см, изометричных зернах, почках, сростающихся с нерудными минералами цемента брекчий (кальцитом, доломитом, кварцем, баритом, клинохлором, мусковитом и др.) и содержащих вросстки реальгара, арсениопирита, пирита, блёклых руд переменного состава, а также обильную вкрапленность самородного золота в зернах до 0.1 мм. По самородному мышьяку развиваются пленки и корки гипергенных оксидов  $As^{3+}$  – арсениолита и клаудетита (рис. 2г). В составе минерала электронно-зондовым анализом примеси не обнаружены. В ассоциации 4 самородный мышьяк редок. Здесь он слагает мелкие (не более 50 мкм) включения в антимоните и на контакте последнего с карбонатами (кальцит, доломит) (рис. 3б). Минерал наблюдается совместно с различными Pb-Cu-Ag-содержащими сульфосолями (андорит, теннантит-(Zn), цинкенил), аурипигментом, реальгаром, колорадоитом, сфалеритом.

**Самородное серебро** отмечено в виде редкой очень мелкой вкрапленности в рудах (Викентьев и др., 2016). Нами Au-содержащее серебро («кюстелит») установлено в виде очень редких округлых зерен диаметром не более 20 мкм в аурипигменте из ассоциации 1. Его химический состав (мас. %): Ag 71.68, Au 28.15, сумма 99.83. Эмпирическая формула (расчет на сумму атомов, равную 1):  $Ag_{0.82}Au_{0.18}$ .

### Сульфиды, арсениды, теллуриды

**Акантит  $Ag_2S$**  очень редок. В ассоциациях 1 и 4 встречаются его единичные обособления округлой формы размером не более 10 мкм в кальците. По химическому составу минерал близок к стехиометричному  $Ag_2S$  (табл. 2, ан. 1).

**Алабандин  $MnS$**  на месторождении обнаружен в одном образце в виде кристаллов или вы-



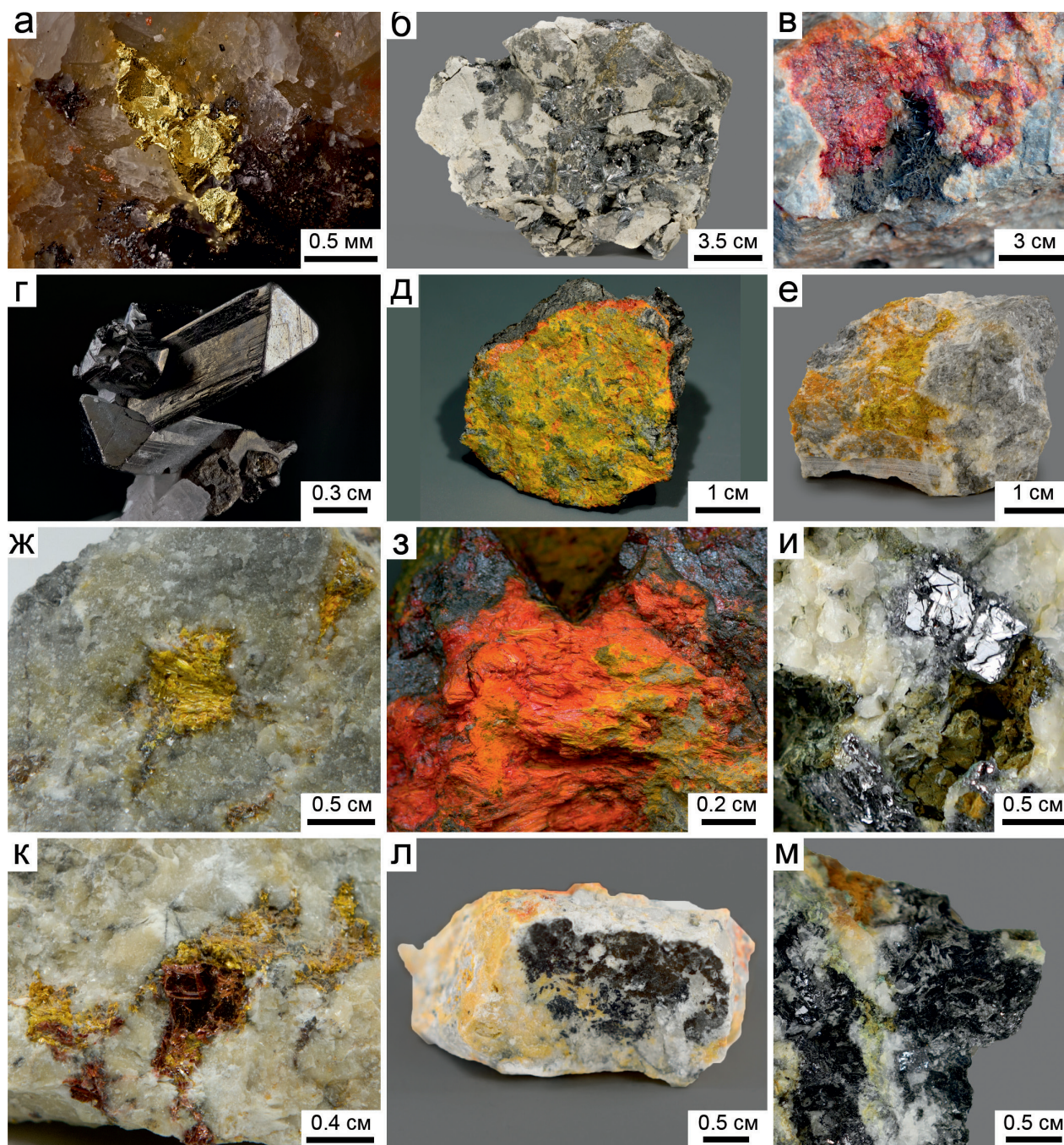


Рис. 1. Простые вещества и сульфиды Воронцовского месторождения:

а – кристаллический агрегат золота в кальците; б – радиально-лучистые агрегаты свинцово-серых кристаллов антимонита на доломите и кальците в ассоциации с золотистым пиритом; в – игольчатые кристаллы антимонита до 1 см в полостях карбонатной породы с ярко-красным реальгаром; г – сросток призматических кристаллов арсенипирита; д – прожилок ярко-желтого аурипигмента с ярко-красным реальгаром, пересекающий скопление самородного мышьяка; е – ярко-желтые волокнистые кристаллы вакабаяшилита в кальците и доломите с темным пиритом и антимонитом; ж – гнездо ярко-желтого вакабаяшилита в брекчии; з – желтый волокнистый вакабаяшилит, обильно прокрашенный ярко-красным порошковатым реальгаром; и – свинцово-серые изометричные кристаллы галенита в кварце; к – темно-красные пластинчатые выделения гетчеллита в кальцит-доломитовом агрегате с желтым вакабаяшилитом; л – темно-коричневые корочки грейгита на кальцит-доломитовом мраморе; м – черные порошковатые выделения джарлелита и ковеллина, развивающиеся по галениту.

Коллекции: А.В. Касаткина (б, е, ж, и–м), музея «Штуфной кабинет», г. Североуральск (а, в, г, з), В.В. Левицкого (д). Фото А.Д. Касаткиной (б, е, ж, и–м), М.В. Цыганко (в, з), Т.В. Пашко (а, г), В.В. Левицкого (д).

Fig. 1. Elements and sulfides of the Vorontsovskoe deposit, part I:

а – crystalline aggregate of native gold in calcite; б – radial aggregates of lead gray stibnite crystals on dolomite and calcite in assemblage with golden yellow pyrite; в – acicular stibnite crystals up to 1 cm in cavities of carbonate rock with brightly red realgar; г – cluster of prismatic arsenopyrite crystals; д – veinlet of brightly yellow orpiment with brightly red realgar in aggregate of native arsenic; е – brightly yellow fibrous wakabayashilite in calcite and dolomite with dark pyrite and stibnite; ж – pocket of brightly yellow wakabayashilite in breccia; з – yellow fibrous wakabayashilite colored by brightly red powdery realgar; и – lead gray isometric galena crystals in quartz matrix; к – dark red platy getchellite crystals in calcite-dolomite matrix with yellow wakabayashilite; л – dark brown greigite crusts on calcite-dolomite marble; м – black powdery djurleite and covellite aggregates on galena.

Collections: A.V. Kasatkin (б, е, ж, и–м), Museum Shtufnoi Kabinet, Severouralsk (а, в, г, з), V.V. Levitsky (д). Photo by A.D. Kasatkina (б, е, ж, и–м), M.V. Tsyganko (в, з), T.V. Pashko (а, г), V.V. Levitsky (д).

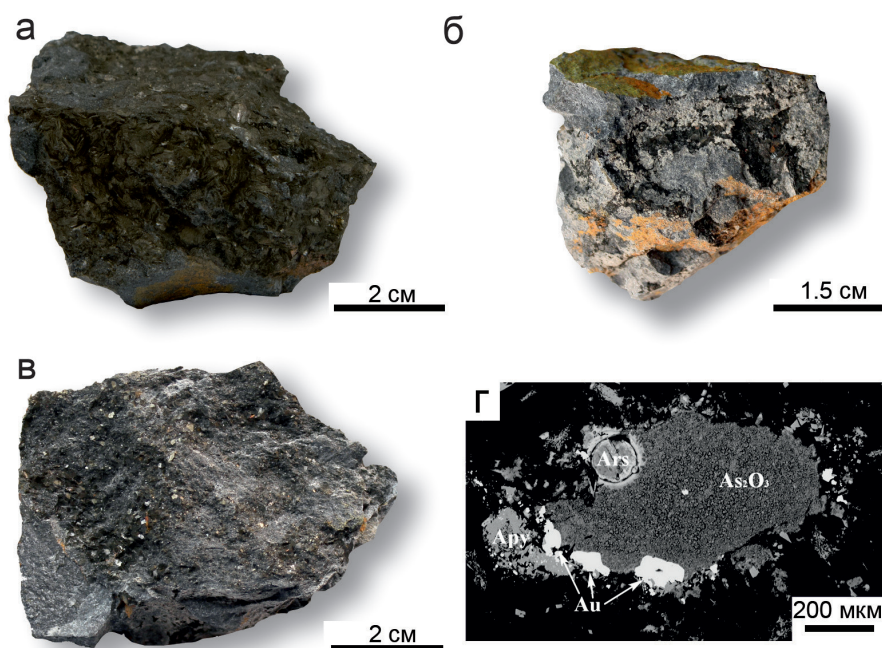


Рис. 2. Морфология самородного мышьяка Воронцовского месторождения:

а – мономинеральное выделение коричневого цвета; б – черные агрегаты в ассоциации с порошковатыми налетами белого арсенолита/клаудетита, пленками желтого аурипигмента и оранжевого реалгара; в – грубозернистый агрегат с хорошо видимой совершенной спайностью; г – почка с развивающимся вокруг гипергенным арсенолитом/клаудетитом в ассоциации с золотом и арсенопиритом в нерудной массе брекчий (кварц, кальцит, мусковит).

Коллекции: А.В. Касаткина (а, г), музея «Штуфной кабинет», г. Североуральск (б, в). Фото А.Д. Касаткиной (а), М.В. Цыганко (б, в), РЭМ-фото в отраженных электронах (г).

Fig. 2. Morphology of native arsenic of the Vorontsovskoe deposit:

а – monomineral aggregate; б – black aggregates in assemblage with powdery coatings of white arsenolite/claudetite, films of yellow orpiment and orange realgar; в – coarse-grained aggregate with perfect cleavage; г – nodule partially altered to supergene arsenolite/claudetite in assemblage with native gold and arsenopyrite in quartz, calcite and muscovite matrix.

Collections: A.V. Kasatkin (а, г), Museum Shtufnoi Kabinet, Severouralsk (б, в). Photo: A.D. Kasatkina (а), M.V. Tsyganko (б, в), BSE image (г).

делений неправильной формы размером 0.05–0.1 мм в карбонатной массе, иногда в сростках с пиритом. Диагностирован по химическому составу (отмечены примеси Fe до 3.5 мас. %, Cd и Hg – до 0.1 мас. %) и оптическим свойствам (Сазонов и др., 1991). Позднее беспримесный стехиометричный алабандин встречен в виде выделений размером до 0.15 мм в нерудных минералах брекчий в ассоци-

ации с грейгитом, а также в виде отдельных кристаллов и сростков с сульфосолями Mn в реалгаре (Мурзин, Варламов, 2010). В самородном мышьяке и арсенопирите из образцов 2007 г. установлены зерна алабандина округлой или овальной формы размером до 50–70 мкм, содержащие небольшие примеси Fe (0.6 мас. %) и Zn (0.1 мас. %) (Мурзин и др., 2011).

Таблица 1  
Table 1

## Параметры элементарных ячеек минералов Воронцовского месторождения

## Unit-cell parameters of minerals of the Vorontsovskoe deposit

№ п/п	Минерал	№ ас.	Сингония	Параметры элементарной ячейки						Метод	
				a, Å	b, Å	c, Å	α, °	β, °	γ, °		V, Å <sup>3</sup>
1	Мышьяк	6	Триг.	3.7395(2)		10.5246(8)				127.46(2)	ПР
2	Алабадин	1	Куб.	5.200(1)						140.61(7)	МКР
3	Антимонит	4	Ромб.	11.280(2)						487.5(1)	МКР
4	Арсенопирит	8	Мон.	5.739(5)	11.276(2)	3.833(1)		112.05(8)		174.8(2)	МКР
5	Аурипигмент	3	Мон.	11.475(1)	5.690(5)	5.775(4)		90.52(1)		464.52(7)	ПР
6	Вакабаяшиллит	1	Ромб.	25.21(3)	9.528(1)	4.248(1)				2450(16)	МКР
7	Вакабаяшиллит	2	Ромб.	25.40(3)	14.62(3)	6.65(4)				2378(4)	МКР
8	Галенит	9	Куб.	5.9522(10)	14.558(10)	6.432(5)				211.12(8)	МКР
9	Гетчеллит	1	Мон.	11.910(4)	9.0389 (13)	10.168 (9)		116.23(7)		981.9(9)	МКР
10	Грейгит	2	Куб.	9.8894(8)						967.20(22)	ПР
11	Джарлеит	9	Мон.	26.908(6)	15.722(2)	13.513(2)		90.42(2)		5716(1)	ПР
12	Клиноварь	1	Триг.	4.1590(5)		9.212(2)				138.00(4)	ПР
13	Клиноварь	4	Триг.	4.1473(3)		9.467(1)				141.01(2)	ПР
14	Ковеллин	9	Гекс.	3.7863(2)		16.352(2)				203.01(2)	ПР
15	Колорадоит	4	Куб.	6.435(11)						266.5(8)	МКР
16	Лёлингит	4	Ромб.	5.2846(9)	5.9669(8)	2.8736(7)				90.61(2)	ПР
17	Метациннабарит	4	Куб.	5.7295(3)						188.08(3)	ПР
18	Парареальгар	2	Мон.	9.968(3)	9.690(5)	8.574(8)		97.11(5)		821.9(9)	МКР
19	Пирит	1	Куб.	5.4145(4)						158.74(4)	МКР
20	Пирит	9	Куб.	5.408(13)						158.2(6)	МКР
21	Реальгар	1	Мон.	9.325(1)	13.562(2)	6.586(1)		106.43(2)		798.9(2)	ПР
22	Сфалерит	1	Куб.	5.4047(4)						157.88(3)	ПР
23	Халькопирит	1	Тетр.	5.300(3)		10.439(9)				293.2(3)	МКР
24	Хоулит	9	Куб.	5.8060(6)						195.71(6)	МКР

Примечание. № ас. – номер минеральной ассоциации; ПР – расчет по данным порошковой рентгенографии; МКР – монокристалльная рентгенография.  
Note. № ас. – number of mineral assemblage; ПР and МКР – unit-cell parameters calculated from powder and single-crystal X-ray diffraction data, respectively

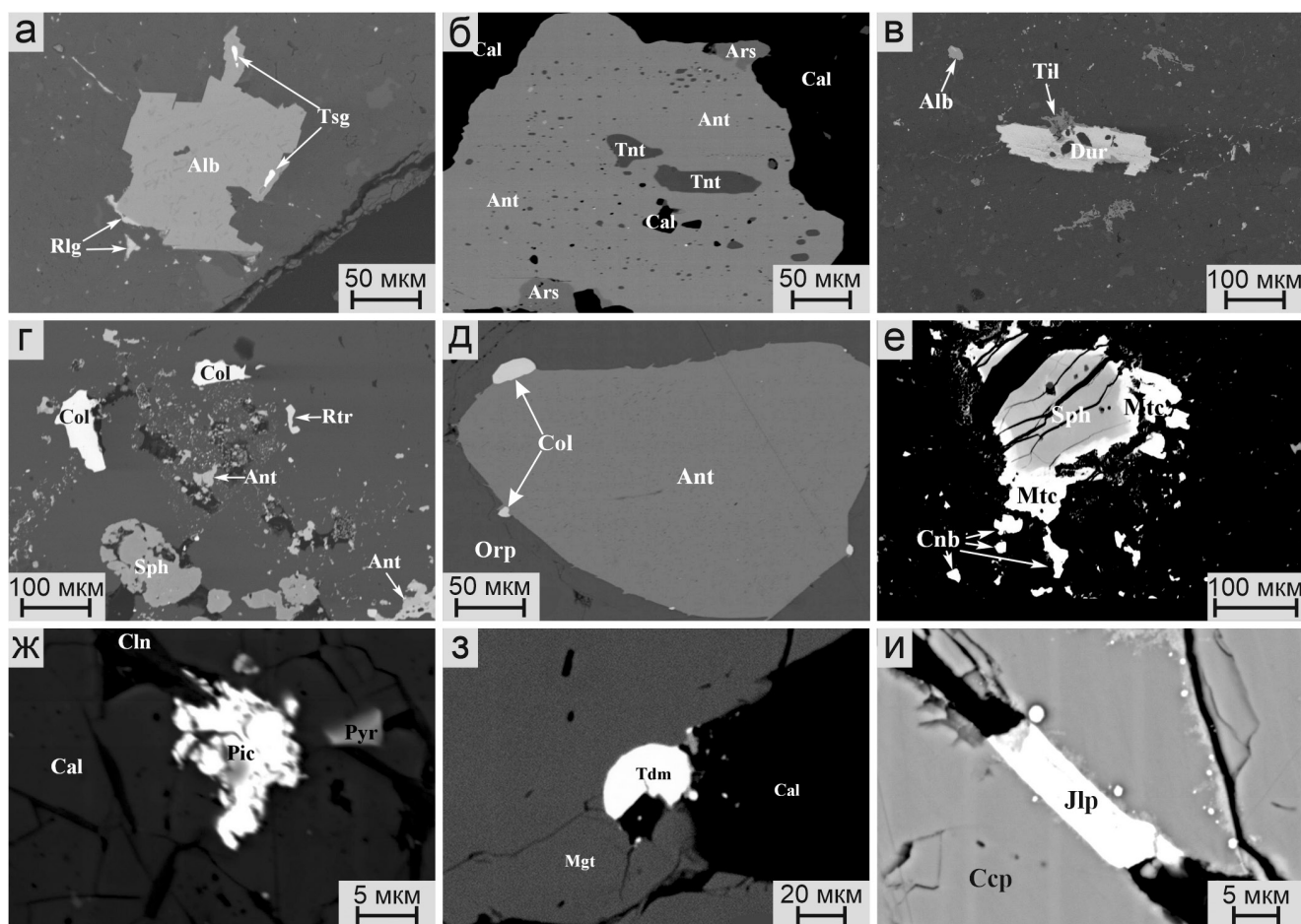


Рис. 3. Сульфиды, теллуриды и сульфосоли в карбонатных брекчиях Воронцовского месторождения:

а – сросток кристаллов алабандина с включениями мелких кристаллов цыганкоита и каймой реальгара в доломите и кальците; б – антимонит с включениями теннантита-(Zn) и мышьяка в кальците; в – призматический кристалл дуранюзита, обрастающий тилазитом в доломите и кальците с алабандином; г – крупные выделения колорадоита в ассоциации со сфалеритом, антимонитом и рутьеритом в кальците (монокристалльные рентгеновские данные для колорадоита были получены с левого зерна); д – зерна колорадоита (белые) на контакте антимонита и аурипигмента; е – каймы цинкисто-марганцовистого метациннабарита вокруг зерна ртутисто-марганцовистого сфалерита в нерудных минералах (доломит, кальцит, кварц) в ассоциации с киноварью; ж – зерно пикополита в кальците и клинохлоре с мелким кристаллом пирита; з – округлое зерно тетрадимита на контакте магнетита и кальцита; и – призматический кристалл ялпайта в халькопирите. РЭМ-фото в отраженных электронах.

Fig. 3. Sulfides, tellurides and sulfosalts in carbonate breccias of the Vorontsovskoe deposit:

а – crystalline aggregate of alabandite with inclusions of small tsgankoite crystals and realgar rim in dolomite and calcite; б – stibnite with inclusions of tennantite-(Zn) and native arsenic in calcite; в – prismatic duranusite crystal rimmed by tilasite in dolomite and calcite with alabandite; г – large aggregate of coloradoite in assemblage with sphalerite, stibnite and routhierite in calcite (single-crystal XRD data for coloradoite were obtained from the left grain); д – coloradoite grains (white) at the contact with stibnite and orpiment; е – Zn-Mn-bearing metacinnabar rimming the grain of Hg-Mn-bearing sphalerite in dolomite, calcite and quartz matrix with cinnabar; ж – picotpaullite grain in calcite and clinocllore with small pyrite crystal; з – round tetradymite grain at the contact with magnetite and calcite; и – prismatic jalpaite crystal in chalcopyrite. BSE images.

Нами алабандин обнаружен в ассоциациях 1, 3, 5 и 7. В первой из них он редок, тогда как в трех других распространен широко. Обычно минерал образует кубические кристаллы или гипидиоморфные зерна до 0.2 мм, рассеянные в нерудных минералах брекчий (рис. 3а, в). Будучи более ранним по

времени отложения, алабандин служит источником Mn для более поздних низкотемпературных сульфосолой: в шлифах часто наблюдаются реликты алабандина в Mn-содержащих арсено- и антимонсульфидах (гладковскиит, люборжакит, цыганкоит), вплоть до образования почти полных псевдомор-

Таблица 2  
Table 2

## Химический состав (мас. %) сульфидов, арсенидов и теллуридов Вороновского месторождения

## Chemical composition (wt. %) of sulfides, arsenides and tellurides of the Vorontsovskoe deposit

№ ан.	№ ас.	Минерал	Mn	Fe	Cu	Zn	Ag	Hg	Pb	Bi	As	Sb	Te	S	Сумма	Кристаллохимическая формула
1	1	Акантит	—	—	—	—	86.92	—	—	—	—	—	—	12.68	99.60	Ag <sub>2,01</sub> S <sub>0,99</sub>
2	7	Алабандин	63.18	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	37.04	100.22	Mn <sub>1,00</sub> S <sub>1,00</sub>
3	4	Антимонит	—	—	—	—	—	—	0.23	—	0.76	70.69	—	27.90	99.58	(Sb <sub>1,99</sub> As <sub>0,03</sub> ) <sub>2,02</sub> S <sub>2,98</sub>
4	2	Аурипигмент	—	—	—	—	—	—	—	—	59.16	1.45	—	38.81	99.42	(As <sub>1,96</sub> Sb <sub>0,03</sub> ) <sub>1,99</sub> S <sub>3,01</sub>
5	9	Борнит	—	11.23	63.45	—	—	—	—	—	—	—	—	25.65	100.33	Cu <sub>4,99</sub> Fe <sub>1,01</sub> S <sub>4,00</sub>
6	1	Вакабаяшиллит	—	—	—	—	—	—	—	81.44	56.17	6.51	—	36.42	99.10	As <sub>9,28</sub> Sb <sub>0,66</sub> S <sub>14,06</sub>
7	8	Висмутин	—	—	—	—	—	—	86.62	—	—	—	—	18.76	100.20	Bi <sub>2,00</sub> S <sub>3,00</sub>
8	9	Галенит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13.45	100.07	Pb <sub>1,00</sub> S <sub>1,00</sub>
9	4	Герсдорфит	—	1.06	—	—	—	—	—	—	44.03	—	—	19.82	100.92	(Ni <sub>0,64</sub> Co <sub>0,36</sub> Fe <sub>0,03</sub> ) <sub>1,03</sub> As <sub>0,96</sub> S <sub>1,01</sub>
10	6	Гессит	—	—	—	—	64.95	—	—	—	—	—	34.92	—	99.87	Ag <sub>2,06</sub> Te <sub>0,94</sub>
11	1	Гетчеллит	—	—	—	—	—	—	—	—	26.06	41.80	—	33.18	101.04	As <sub>1,01</sub> Sb <sub>0,99</sub> S <sub>3,00</sub>
12	1	Грейгит	—	56.78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42.33	99.11	Fe <sub>3,05</sub> S <sub>3,95</sub>
13	9	Джарлеит	—	—	79.03	—	—	—	—	—	—	—	—	20.46	99.49	Cu <sub>31,06</sub> S <sub>15,94</sub>
14	7	Дюранозит	—	—	—	—	—	—	—	—	91.00	—	—	9.61	100.61	As <sub>4,01</sub> S <sub>0,99</sub>
15	8	Жозеит-А	—	—	—	0.15	—	—	0.50	79.72	—	—	11.73	5.81	99.04	Bi <sub>3,97</sub> Pb <sub>0,03</sub> Ag <sub>0,01</sub> Te <sub>0,96</sub> (S <sub>1,89</sub> Se <sub>0,15</sub> ) <sub>2,04</sub>
16	8	Икнолит	—	—	0.04	—	—	—	1.89	82.47	—	—	5.86	8.51	99.56	Bi <sub>3,81</sub> Pb <sub>0,09</sub> Cu <sub>0,01</sub> (S <sub>2,56</sub> Te <sub>0,44</sub> Se <sub>0,10</sub> ) <sub>3,10</sub>
17	2	Киноварь	—	—	—	—	—	78.66	—	—	—	—	—	7.44	99.97	Hg <sub>0,98</sub> (S <sub>0,58</sub> Se <sub>0,44</sub> ) <sub>1,02</sub>
18	9	Ковеллин	—	—	65.23	—	—	—	—	—	—	—	—	35.12	100.35	Cu <sub>0,97</sub> S <sub>1,03</sub>
19	9	Колорадоит	—	—	—	—	—	61.45	—	—	—	—	39.44	—	100.89	Hg <sub>1,00</sub> Te <sub>1,00</sub>
20	6	Кубанит	—	41.29	23.69	—	—	—	—	—	—	—	—	35.10	100.08	Cu <sub>1,01</sub> Fe <sub>2,01</sub> S <sub>2,98</sub>
21	6	Лёллингит	—	28.57	—	—	—	—	—	—	69.44	—	—	1.28	99.29	Fe <sub>1,04</sub> As <sub>1,88</sub> S <sub>0,08</sub>
22	4	Мегациннабарит	—	—	—	10.85	—	71.60	—	—	—	—	—	17.25	99.70	(Hg <sub>0,67</sub> Zn <sub>0,31</sub> ) <sub>0,98</sub> S <sub>1,01</sub>
23	4	Мегациннабарит	1.70	—	—	15.01	—	64.12	—	—	—	—	—	18.50	99.33	(Hg <sub>0,55</sub> Zn <sub>0,40</sub> Mn <sub>0,05</sub> ) <sub>1,00</sub> S <sub>1,00</sub>
24	2	Парарсальгар	—	—	—	—	—	—	—	—	69.48	—	—	29.85	99.33	As <sub>3,99</sub> S <sub>4,01</sub>
25	4	Пикополит	—	27.21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23.86	100.36	Tl <sub>0,98</sub> Fe <sub>1,99</sub> S <sub>3,03</sub>
26	4	Реальгар	—	—	—	—	—	—	—	—	68.89	—	—	29.87	98.76	As <sub>0,99</sub> S <sub>1,01</sub>
27	4	Сфалерит	3.43	—	—	45.04	—	23.10	—	—	—	—	—	27.73	99.30	(Zn <sub>0,80</sub> Hg <sub>0,13</sub> Mn <sub>0,07</sub> ) <sub>1,00</sub> S <sub>1,00</sub>
28	4	Сфалерит	—	—	—	66.94	—	—	—	—	—	—	—	32.80	99.74	Zn <sub>1,00</sub> S <sub>1,00</sub>
29	8	Тетрадимит	—	—	—	—	—	—	—	59.14	—	—	36.70	4.15	100.32	Bi <sub>2,01</sub> Te <sub>2,04</sub> (S <sub>0,92</sub> Se <sub>0,03</sub> ) <sub>0,95</sub>
30	8	Халькопирит	—	30.56	35.15	—	—	—	—	—	—	—	—	35.12	100.83	Cu <sub>1,01</sub> Fe <sub>1,00</sub> S <sub>2,00</sub>
31	8	Яллаит	—	—	14.01	—	70.21	—	—	—	—	—	—	13.89	98.11	Ag <sub>2,99</sub> Cu <sub>1,01</sub> S <sub>1,99</sub>

*Примечание.* № ан. – номер минеральной ассоциации. Суммы анализов включают (мас. %) 13.15 Co, 22.86 Ni (ан. 8), 1.13 Se (ан. 15), 0.79 Se (ан. 16), 13.87 Se (ан. 17), 49.29 Tl (ан. 25) и 0.33 Se (ан. 29). Анализы 19 и 26 – средние значения по 15 и 20 анализам колорадоита и реальгара из разных ассоциаций, соответственно. Прочерк – содержание компонента ниже предела обнаружения. Образцы: № Vor-8bis-2 – ан. 1, № Vor-10-1 – ан. 2, 14, № СК-18-19 – ан. 3, № Vor-6/н-9 – ан. 4, № Vor-08/20-11 – ан. 5, № 610В – ан. 6, № Kas172 #11 – ан. 7, 15, 16, 29, № Vor-06/20-5 – ан. 8, № Vor-3 – ан. 9, 25, 26, № Vor-01/16-1a – ан. 10, № 862Г – ан. 11, № 1099Г – ан. 12, № Vor-06/20-11 – ан. 13, 14, № Vor-03/16-6-6 – ан. 17, № Vor-06/20-11 – ан. 18, 19, № Vor-01/16-1b – ан. 20, № 534Л – ан. 21, № 973М – ан. 22, № Vor-08/16-11-1 – ан. 23, 27, № Vor-08/20-7 – ан. 24, № 1221С – ан. 28, № 1066А – ан. 30, № Vor-08/20-8 – ан. 31. Формулы минералов рассчитаны на сумму атомов, равную двум (алабандин, ковеллин, галенит, киноварь, ковеллин, колорадоит, метациннабарит, реальгар, сфалерит), трем (акантит, гессит, лёллингит), четырем (халькопирит), пяти (антимонит, аурипигмент, висмутин, гетчеллит, дуранозит, тетрадимит), шести (герсдорфит, кубанит, пикополит, яллаит), семи (грейнит, жозеит-А, икунолит), восьми (пареальгар), десяти (борнит), 24 (вакабаяшиллит) и 47 (джарлеит).

*Note.* № ан. – number of analyses, № ас. – number of assemblage. The analytical total includes (wt. %) 13.15 Co, 22.86 Ni (an. 8), 1.13 Se (an. 15), 0.79 Se (an. 16), 13.87 Se (an. 17), 49.29 Tl (an. 25) and 0.33 Se (an. 29). Analyses 19 and 25 are the average values of 15 and 20 analyses of coloradoite and realgar from various assemblages. Dash – the content of element is below detection limit. Samples: № Vor-8bis-2 – an. 1, № Vor-10-1 – an. 2, 14, № СК-18-19 – an. 3, № Vor-6/н-9 – an. 4, № Vor-08/20-11 – an. 5, № Kas172 #11 – an. 7, 15, 16, 29, № Vor-06/20-5 – an. 8, № Vor-3 – an. 9, 25, 26, № Vor-01/16-1a – an. 10, № 862Г – an. 11, № 1099Г – an. 12, № Vor-06/20-11 – an. 13, 14, № Vor-03/16-6-6 – an. 17, № Vor-06/20-11 – an. 18, 19, № Vor-01/16-1b – an. 20, № 534Л – an. 21, № 973М – an. 22, № Vor-08/16-11-1 – an. 23, 27, № Vor-08/20-7 – an. 24, № 1221С – an. 28, № 1066А – an. 30, № Vor-08/20-8 – an. 31. The mineral formulas are recalculated to atom sum of two (alabandite, galena, cinnabar, covellite, coloradoite, metacinnabar, realgar, sphalerite), three (acanthite, hessite, löllingite), four (chalcopyrite), five (stibnite, orpiment, bismuthinite, getchellite, duranusite, tetradyomite), six (gersdorffite, cubanite, picotpaullite, jalpaite), seven (greigite, joseite-A, ikunolite), eight (pararealgar), ten (bornite), 24 (wakabayashilite) and 47 (djurleite).

фоз этих минералов по алабандину. Отмечаются и мелкие включения Mn-содержащих сульфосолей в кристаллах алабандина (рис. 3а). Минерал имеет черный цвет и полуметаллический блеск. В отраженном свете он серовато-белый, а на контакте с имеющим более высокую отражательную способность цыганкоитом – светло-серый. Химический состав алабандина стехиометричен (табл. 2, ан. 2). Параметр кубической элементарной ячейки приведен в табл. 1, № 2.

**Антимонит  $Sb_2S_3$**  широко распространен на месторождении. В рудных брекчиях он образует игольчатые кристаллы размером до 0.2 мм или более крупные (до 3 мм) выделения неправильной формы, иногда тесно сростается с цинкенимом и халькостибитом и содержит включения самородных золота и мышьяка. Определен по оптическим свойствам и химическому составу. Минерал часто содержит примесь As (до 3.5 мас. %) (Сазонов и др., 1991). В более поздней работе (Мурзин, Варламов, 2010) минерал описан в виде редких зерен и угловатых интерстициальных выделений размером не более 0.1 мм в карбонате, часто в сростаниях с сульфосолями Hg и Tl. В его составе фиксируется до 7.5 мас. % As. В коллекции первого автора имеется крупный образец антимонита из рудной зоны Северного карьера, найденный в начале 1990-х гг. Минерал здесь слагает эффектные радиально-лучистые агрегаты диаметром до 2 см, состоящие из свинцово-серых призматических и игольчатых кристаллов, в открытой полости доломит-кальцитовый породы в ассоциации с пиритом и арсенопиритом (рис. 1б). В ассоциации 4 антимонит является главным рудным минералом наряду с пиритом и реальгаром. Он образует игольчатые кристаллы до 1 см и зерна неправильной формы в доломит-кальцитовый породе, сростаясь с аурипигментом и реальгаром (рис. 1в). В свою очередь, антимонит содержит многочисленные мелкие включения различных Pb-Cu-Ag-содержащих сульфосолей (андорит, теннантит (Zn), цинкеним), колорадоита, самородного мышьяка (рис. 3б). Минерал изучен химически (табл. 2, ан. 3) и рентгенографически (табл. 1, № 3).

**Арсенопирит  $FeAsS$**  наряду с пиритом является одним из главных рудных минералов измененных вулканогенно-осадочных пород: содержания обоих сульфидов достигают 20–30 об. %. Арсенопирит образует здесь метакристаллы от 0.05 до 2–3 мм, а также замещает стенки раковин или зерна породообразующих минералов. В брекчиях арсенопирит слагает игольчатые кристаллы длиной до 0.2 мм,

часто сростается с пирротинном. В составе минерала редко фиксируются примеси Ni (до 0.2 мас. %) и Co (до 0.1 мас. %). Также арсенопирит отмечен в рудной минерализации волластонитовых метасоматитов (Сазонов и др., 1991).

Арсенопирит присутствует в большинстве изученных нами минеральных ассоциаций. Особенно он обилен в ассоциациях 6 и 7, где является одним из главных рудных минералов. В ассоциации 6 арсенопирит образует вкрапленность идиоморфных кристаллов до 1 мм в самородном мышьяке и арсенолите/клаудетите, а также на их контактах с нерудными минералами и золотом (рис. 2г). Химический состав арсенопирита из ассоциации 6 подробно охарактеризован в статье (Мурзин и др., 2011). В 2018 г. в отвалах Южного карьера нами найдены образцы арсенопирита с хорошо образованными призматическими кристаллами до 1 см (рис. 1г) и массивными выделениями стально-серого цвета до  $6 \times 5$  см. Минерал диагностирован по химическому составу и рентгенографически (табл. 1, № 4).

**Аурипигмент**  $As_2S_3$  локализуется в наиболее проницаемых для растворов породах – брекчированных известняках. Распространен он меньше, чем реальгар, но всегда встречается совместно с ним. В редких случаях скопления аурипигмента видны невооруженным глазом, когда они придают руде лимонно-желтый цвет. Отдельные зерна приурочены к границам зерен карбонатов в брекчиях и в большинстве своем имеют неправильную форму. Чаще встречаются мелкие игольчатые кристаллы размером до 0.3 мм, вкрапленные в обломки известняка. Минерал диагностирован по химическому составу и дебаграмме. В нем фиксируется примесь Sb до 4.4 мас. % (Сазонов и др., 1991). В более поздних работах аурипигмент отмечен в карбонатном цементе брекчий в виде самостоятельных выделений до 1 мм, иногда содержащих включения реальгара (Мурзин, Варламов, 2010; Викентьев и др., 2016). Нами аурипигмент встречен во всех семи минеральных ассоциациях, приуроченных к карбонатным брекчиям, где он наряду с реальгаром, пиритом, а иногда с антимонитом и арсенопиритом цементирует нерудные минералы. Наиболее распространен в ассоциации 3, где он является одним из главных рудных минералов. В ассоциации 6 встречены эффектные желто-красные прожилки аурипигмент-реальгарового состава, секущие почки самородного мышьяка (рис. 1д). Нами в аурипигменте установлена незначительная примесь Sb – не более 1.5 мас. % (табл. 2, ан. 4).

Расчетные параметры моноклинной элементарной ячейки приведены в табл. 1, № 5.

**Борнит**  $Cu_5FeS_4$  находится в переменных количествах в рудах, развитых в зонах скарнирования диоритов, вместе с преобладающим халькопиритом. Оба сульфида слагают прожилково-гнездообразные выделения размерами 1–10 мм, приуроченные к участкам эпидот-кальцитового, эпидот-актинолит-кальцитового и кварц-серицит-кальцитового состава. Минерал диагностирован по химическому составу (Викентьев и др., 2016). Нами борнит встречен только в ассоциации 9 в виде очень редких и мелких (не более 20 мкм) включений в кальците и кварце. Химический состав его стехиометричен (табл. 2, ан. 5). Оптические свойства воронцовского борнита характерны для этого минерала.

**Вакабаяшиллит**  $(As,Sb)_6As_4S_{14}$  идентифицирован в образцах, отобранных в 2015–2016 гг. на рудном складе карьера (Касаткин, 2019). По набору минералов-спутников он отнесен к ассоциации 1. Это один из самых эффектных минералов, встреченных на месторождении: он образует шестоватые и спутанно-волоконистые агрегаты и кристаллы неправильной формы до 2 см в кальцит-доломитовом мраморе (рис. 1е–з). Цвет вакабаяшиллита ярко-желтый до желто-оранжевого, блеск сильный шелковистый. Наблюдается совершенная спайность по  $\{010\}$ ,  $\{100\}$  и  $\{101\}$ . В отраженном свете минерал серовато-белый, в скрещенных николях – слабо анизотропный, с обильными внутренними рефлексами лимонно-желтого цвета. Вакабаяшиллит ассоциирует с антимонитом, аурипигментом, гетчеллитом, киноварью, пиритом, реальгаром и целым рядом редких таллиевых и ртутных минералов, присутствующих в виде мелких включений – боскардинитом, дальнегроитом, колорадоитом, парпьерротитом, рутьеритом, шабурнеитом, экранситом и другими минералами. В минеральной ассоциации 2 вакабаяшиллит образует редкие и мелкие (не более 50 мкм) включения в карбонатах и наблюдается совместно с воронцовитом и ферроворонцовитом. Химический состав (табл. 2, ан. 6) и параметры ромбической элементарной ячейки вакабаяшиллита из разных ассоциаций (табл. 1, №№ 6, 7) соответствуют литературным данным для этого сульфида. Наша находка вакабаяшиллита – первая для Уральского региона и вторая на территории Российской Федерации: ранее этот минерал был описан на As-Sb-Hg-месторождении Гал-Хая в Восточной Якутии (Груздев и др., 1975).

**Висмутин  $\text{Bi}_2\text{S}_3$**  встречен нами в виде редких гипидиоморфных зерен до 80 мкм в магнетите (ассоциация 8). Химический состав минерала (табл. 2, ан. 7) близок к  $\text{Bi}_2\text{S}_3$ .

**Галенит  $\text{PbS}$**  отмечен как малораспространенный рудный минерал в измененных волластонитовых метасоматитах (Сазонов и др., 1991; Викентьев и др., 2016). Вместе со сфалеритом он образует гнезда размером 2–3 см в зеленоватых породах, состоящих из волластонита и замещающих его эпидота, актинолита и хлорита. В карбонатных брекчиях он редок и представлен мелкими (до 0.5 мм) ксеноморфными выделениями в нерудной массе, изредка – мелкими включениями в пирротине. Галенит часто находится в сростаниях со сфалеритом, сульфосолями свинца, тетраэдритом, корродирует арсенопирит, сфалерит (по трещинам спайности) и пирит (вдоль микротрещин). Нами галенит отмечен в качестве редкого акцессорного минерала карбонатных брекчий и скарнов в ассоциациях 1, 4, 6 и 8. В зоне окисления (ассоциация 9) он распространен более широко, образуя изометричные свинцово-серые кристаллы до 1 см (рис. 1и), а также выделения вытянутой формы до 7 см в сфалерите и прожилки в кварце с пиритом. Летом 2020 г. на складе забалансовых руд № 2 были найдены образцы белых массивных карбонат-кварцевых агрегатов с прожилками галенита мощностью до 3 мм и длиной до нескольких сантиметров. В последних электронно-зондовым методом обнаружены включения гессита, бенлеонардита, цнигриита и геокронита. В других образцах из этой же находки встречены сростки галенита с редкими для месторождения антимонсульфидами  $\text{Pb}$  – буланжеритом, гетероморфитом, плагионитом, семсейитом. Химический состав воронцовского минерала отвечает стехиометричному  $\text{PbS}$  (табл. 2, ан. 8), метрика кубической элементарной ячейки (табл. 1, № 8) отвечает галениту.

**Герсдорфит  $\text{NiAsS}$**  с существенной примесью  $\text{Fe}$  отмечался в качестве единичных включений размером 10–20 мкм в пирите (Викентьев и др., 2016). Нами он встречен в ассоциации 4 в виде очень редких кубических кристаллов до 10 мкм в кальците. При одном никеле герсдорфит белый, в скрещенных николях изотропный. В его составе фиксируются примеси  $\text{Co}$  и  $\text{Fe}$  (табл. 2, ан. 9).

**Гессит  $\text{Ag}_2\text{Te}$**  является одним из двух теллуридов, установленных на месторождении. Без описания диагностических признаков В.Н. Сазонов с соавторами (1991) упоминают единичную наход-

ку теллурида  $\text{Ag}$  размером 20 мкм, образующего сросток с колорадоитом. Нами гессит обнаружен в ассоциации 6 в виде очень редких изометричных зерен до 15 мкм в нерудной массе брекчий. Кроме того, гессит встречен при электронно-зондовом исследовании образцов кальцит-доломит-кварцевых агрегатов с простыми сульфидами (галенит, сфалерит), отобранных летом 2020 г. на складе забалансовых руд № 2. Он образует включения до 10 мкм в галените и ассоциирует с бенлеонардитом, геокронитом и цнигриитом. По химическому составу гессит близок к стехиометричному (табл. 2, ан. 10).

**Гетчеллит  $\text{AsSbS}_3$**  найден в 2015 г. на рудном складе карьера (Касаткин, 2019) в виде типичных пластинчатых агрегатов красного цвета, прозрачных, с алмазным блеском и весьма совершенной спайностью по  $\{001\}$  (рис. 1к). Размер выделений до 2 см; минералы-спутники те же, что и у вакабаяшилита. Химический состав (табл. 2, ан. 11) стехиометричен, параметры моноклинной элементарной ячейки (табл. 1, № 9) отвечают гетчеллиту. Это первая достоверная находка минерала на территории Российской Федерации.

**Грейгит  $\text{Fe}_3\text{S}_4$**  впервые для месторождения был упомянут в списке минералов, ассоциирующих с клеритом (Мурзин и др., 1996). Позже он отмечался в виде угловатых ксеноморфных выделений, реже – кристаллов размером до 0.15 мм, локализованных среди нерудных минералов цемента брекчий и обрастающих тонкими каймами реальгара. По химическому составу минерал соответствует сурьмяно-мышьяковой разновидности (Мурзин, Варламов, 2010). Нам образцы с макроскопическим грейгитом неоднократно попадались в 2018–2020 гг. в отвалах Южного карьера. Этот минерал находится здесь в виде темно-коричневых корочек и сажисто-черных пленок на кальците и долomite с вростками антимонита, пирита, аурипигмента, реальгара, барита и самородного мышьяка (рис. 1л). В отраженном свете он выглядит желтовато-коричневым, более ярким, чем сульфиды  $\text{As}$ , но существенно темнее пирита и антимонита в его наиболее светлом положении. Также грейгит идентифицирован в карбонатных брекчиях из ассоциации 2 с гунгеритом, аурипигментом и самородным мышьяком. Рентгенографические данные минерала приведены в табл. 2 (ан. 12), химический состав – в табл. 1 (№ 10).

**Джарлеит  $\text{Cu}_{31}\text{S}_{16}$**  установлен по результатам электронно-зондового анализа (табл. 2, ан. 13) и рентгенографически в составе черных порошко-



рых корок, развивающихся по галениту на кварцевом агрегате. Этот материал собран летом 2020 г. в отвалах Южного карьера (ассоциация 9, рис. 1м). Спутники джарлеита – ковеллин, биверит-(Cu), малахит и гипс. Главные линии рентгенограммы [ $d$ , Å ( $l$ ): 3.27(30), 3.05(20), 2.82(10), 2.63(10), 2.48(10), 2.37(90), 1.96(100), 1.88(100), параметры моноклинной элементарной ячейки приведены в табл. 1, № 11. В свежеприготовленных шлифах джарлеит выглядит светло-серым с голубоватым оттенком, но быстро покрывается пестрой побежалостью.

**Диморфит**  $As_4S_3$  упомянут в списке низкотемпературных минералов цемента брекчий (Степанов и др., 2017). В этой работе приведено три химических анализа, приблизительно соответствующих формуле  $As_4S_3$ . Тем не менее, данная находка нуждается в подтверждении рентгенографическим методом, т. к. опыт наших многочисленных электронно-зондовых анализов показывает, что завышение As относительно S может быть вызвано микровостками самородного мышьяка в реальгаре. Нами диморфит на месторождении достоверно не встречен.

**Дюранюзит**  $As_4S$  диагностирован в ассоциациях 2 и 7. Он образует призматические кристаллы до 0.2 мм, заключенные в карбонатной массе брекчий (рис. 3в), иногда обрастает тилазитом и содержит включения самородного мышьяка. По всей видимости, дюранюзит является здесь более ранним минералом по отношению к самородному мышьяку, но более поздним по отношению к реальгару и аурипигменту, представляя собой своего рода промежуточный продукт изменения последних. Дюранюзит имеет темно-красный цвет и металлический блеск. В отраженном свете минерал светло-серый, двуотражение очень слабое; в скрещенных николях – отчетливо анизотропный в желтоватых тонах, с красными внутренними рефлексами. Химический состав (табл. 2, ан. 14) близок к идеальному для данного минерала. Ранее на территории Российской Федерации дюранюзит не отмечался.

**Жозеит-А**  $Bi_4TeS_2$  образует редкие сростки с павонитом в магнетите из ассоциации 8. Размер зерен жозеита-А не превышает 20 мкм. В отраженном свете в контакте с павонитом он имеет кремово-белый цвет; свежеполитованные зерна в шлифе спустя несколько недель хранения покрываются тонкой оксидной пленкой с характерной побежалостью. Жозеит-А характеризуется небольшой примесью Se (табл. 2, ан. 15).

**Икунолит**  $Bi_4(S,Se)_3$ , представленный Те-содержащей разновидностью, встречен в виде единичных сростков до 20 мкм с лиллианитом, заключенных в магнетите (ассоциация 8). В отраженном свете икунолит белый, приблизительно такой же по яркости, как и лиллианит, но эффекты анизотропии (в блеклых коричневатых тонах) у первого выражены существенно слабее. Химический состав минерала приведен в табл. 2, ан. 16.

**Киноварь**  $HgS$  отнесена В.Н. Сазоновым с соавторами (1991) к очень редким минералам воронцовских руд. Ее зерна размером 0.1–0.3 мм локализируются вместе с реальгаром в тонких (1–2 мм) карбонатных прожилках, рассекающих сульфидизированную брекчию известняка, или заключены в карбонатной массе брекчий в ассоциации с реальгаром и ртутистым сфалеритом. Химический состав очень близок к стехиометричному  $HgS$  (Сазонов и др., 1991). Наши наблюдения позволяют квалифицировать его как распространенный. Относительно редко киноварь попадает в ассоциации 1, гораздо чаще – в ассоциациях 2 и 3, где образует зерна размером до 0.2 мм. В ассоциации 4 киноварь является одним из главных рудных минералов, образуя богатые тонкозернистые скопления темно-красного цвета в карбонатах, кварце и барите вместе с Hg-содержащим сфалеритом, антимонитом, метациннабаритом и реальгаром (рис. 4а). В составе киновари из большинства ассоциаций электронно-зондовым методом установлены только Hg и S. Исключением является ассоциация 2, где в качестве изоморфной примеси в существенном количестве присутствует Se (13.9 мас. %) (табл. 2, ан. 17). Параметры гексагональной элементарной ячейки киновари из ассоциаций 1 и 4 приведены в табл. 1, №№ 12, 13.

**Ковеллин**  $CuS$  развивается по сфалериту, насыщенный эмульсионной вкрапленностью халькопирита, в гранатовом скарне из зоны гипергенеза (Викентьев и др., 2016). Нами минерал встречен в июне 2020 г. в ожелезненных кварцевых агрегатах в образцах из отвалов Южного карьера в ассоциации 9. Ковеллин вместе с джарлеитом образует черные порошковатые корочки, развивающиеся по галениту, и наблюдается совместно с биверитом-(Cu), малахитом и гипсом (рис. 1м). Ковеллин диагностирован по оптическим свойствам, химическому составу (табл. 2, ан. 18) и рентгенограмме (табл. 1, № 14).

**Колорадоит**  $HgTe$  отмечался в виде единичных зерен размером 0.05–0.1 мм в известняке в

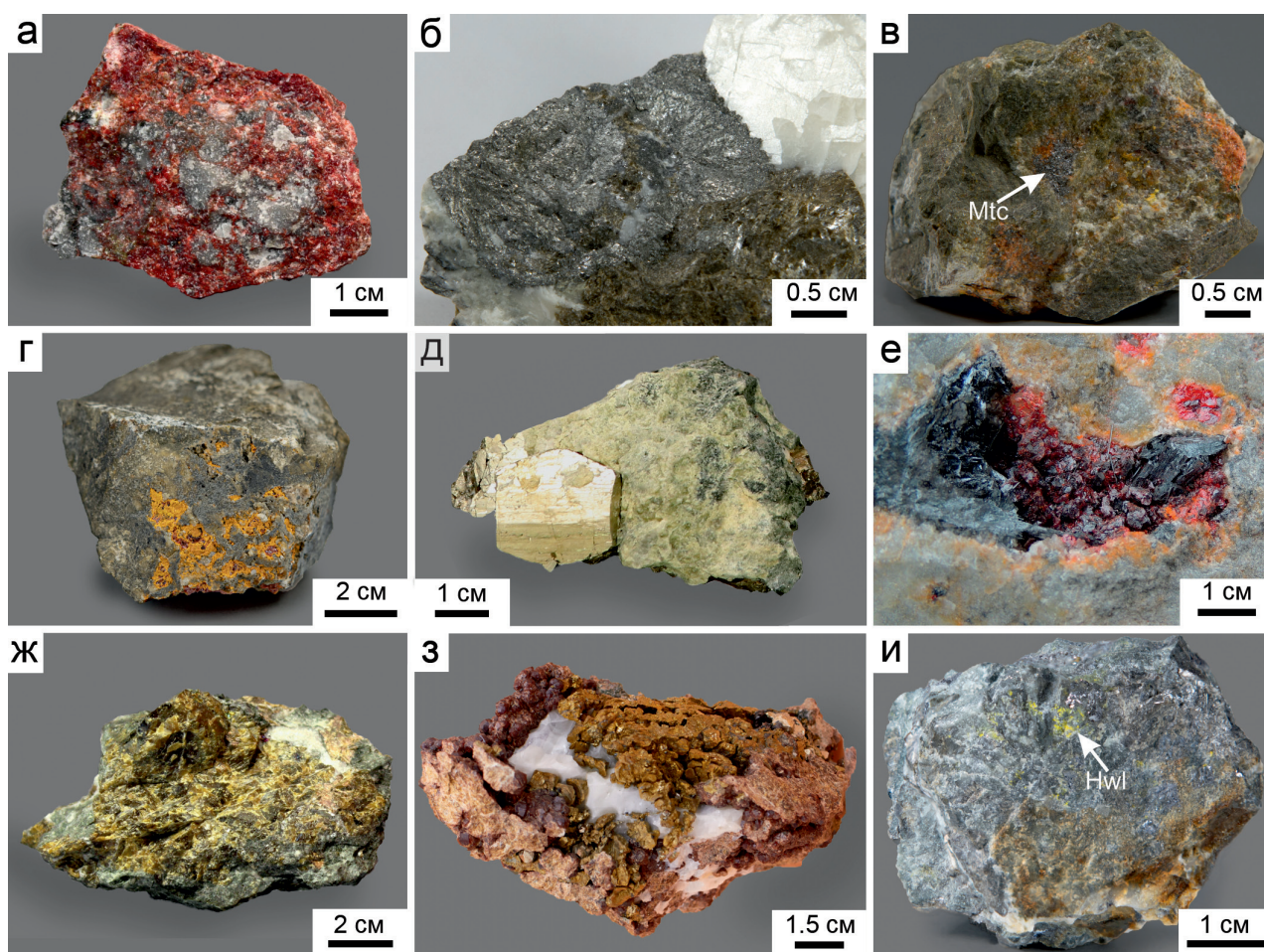


Рис. 4. Сульфиды Воронцовского месторождения:

а – скопления красной киновари в карбонатной породе с антимонитом; б – гнездо серо-стального лёллингита с массивным коричневым сфалеритом в белом кальците; в – черное зерно метациннабарита (в центре) в кальците с доломитом, реальгаром и другими минералами; г – ярко-оранжевые корки парареальгара, развивающиеся по темно-красному реальгару в карбонатной брекчии; д – кристалл пирита в карбонатной породе с пижонитом; е – кристаллы темно-красного реальгара свободного роста с серым антимонитом на стенках небольшой каверны в окварцованном известняке; ж – массивный сфалерит желто-коричневого цвета; з – агрегаты золотистых кристаллов халькопирита на кальците с андрадитом; и – желтые порошковатые выделения хоулиита на сфалерите.

Коллекции: музея «Штуфной кабинет», г. Североуральск (а, д, ж, з), А.В. Касаткина (б-г, и), В.В. Левицкого (е). Фото А.Д. Касаткиной (б-г, и), М.В. Цыганко (а, д, ж, з), В.В. Левицкого (е).

Fig. 4. Sulfides of the Vorontsovskoe deposit, part II:

а – red fine-grained cinnabar in carbonate matrix with stibnite; б – pocket of steel gray löllingite with massive brown sphalerite in white calcite; в – black metacinnabar grain (in center) embedded in matrix of calcite, dolomite, realgar and other minerals; г – brightly orange pararealgar crusts growing on deep red realgar in carbonate breccia; д – pyrite crystal in carbonate matrix with pigeonite; е – free standing crystals of dark red realgar with gray stibnite in cavity of silicified limestone; ж – massive yellow-brown sphalerite; з – aggregates of golden yellow chalcocopyrite crystals on calcite and andradite; и – yellow powdery hawleyite on sphalerite.

Collections: Museum Shtufnoi Kabinet, Severouralsk (а, д, ж, з), A.V. Kasatkin (б-г, и), V.V. Levitsky (е). Photo by A.D. Kasatkina (б-г, и), M.V. Tsyganko (а, д, ж, з), V.V. Levitsky (е).

срастании с самородным мышьяком и недиагностированным теллуридом Ag (гесситом?) (Сазонов и др., 1991), а также выделений размером 40–50 мкм в «пьерротите» в ассоциации с самородным золотом (Мурзин, Варламов, 2010). Нами колора-

доит обнаружен во всех ассоциациях, связанных с карбонатными брекчиями, кроме ассоциации 6. Обычно этот теллурид образует редкие округлые и угловатые зерна размером 5–40 мкм в кальците и доломите. В ассоциации 2 он распространен

шире, а в ассоциации 4 встречается повсеместно. Колорадоит здесь отличается крупными размерами: он слагает угловатые обособления размером до  $0.12 \times 0.06$  мм в кальците (рис. 3г), доломите и реальгаре, вытянутые зерна на контакте аурипигмента и антимонита (рис. 3д) и включения в последнем, сростки с Hg-содержащим сфалеритом и цинкенимом. Остальные спутники колорадоита – акташит, андорит, геттардит, золото, киноварь, мышьяк, пирит, рутьерит и теннантит-(Zn). Во всех ассоциациях химический состав минерала стехиометричен и не содержит примесей (табл. 2, ан. 19). Параметр кубической элементарной ячейки колорадоита из ассоциации 4 приведен в табл. 1, № 15.

**Кубанит**  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$  встречен в единственном образце № Vor-01/16-1b из ассоциации 6 в виде включений до 20 мкм в доломите и самородном мышьяке с пиритом, сфалеритом, тетраэдритом-(Zn) и халькопиритом. Минерал диагностирован по химическому составу (табл. 2, ан. 20) и характерным оптическим свойствам (светло-коричневая окраска в отраженном свете, сильная анизотропия в розовато-коричневых и серовато-голубых тонах).

**Лёллингит**  $\text{FeAs}_2$  установлен в сростаниях с самородным мышьяком и арсенопиритом. Его агрегаты имеют форму розеток, друзовидных сростаний игольчатых кристаллов зонального строения и состава. В воронцовском лёллингите содержится переменное количество S, подчас существенное (Викентьев и др., 2016). Нами крупные (до 3 см) гнезда стально-серого лёллингита с массивным коричневым сфалеритом в белом кальцит-доломитовом мраморе встречены в 2017 г. в образцах из отвалов Северного карьера (рис. 4б). В этом минерале здесь фиксируется небольшая примесь S – до 1.3 мас. % (табл. 2, ан. 21). Параметры ромбической элементарной ячейки приведены в табл. 1, № 16.

**Метациннабарит**  $\text{HgS}$  установлен в качестве редкого минерала ассоциаций 1–3. Он хорошо отличается от киновари железно-черным цветом и отсутствием спайности. В отраженном свете метациннабарит светло-серый, в отличие от киновари изотропен и не имеет внутренних рефлексов. В ассоциации 4 он встречается чаще и в существенно более крупных выделениях. Метациннабарит слагает зерна до  $0.5 \times 0.5$  см в кальците и доломите вместе с киноварью, реальгаром, сфалеритом, акташитом, антимонитом, колорадоитом, пиритом, рутьеритом, баритом (рис. 4в). Он представлен высокоцинкистой разновидью – т. н. гвадалкацаритом (табл. 2, ан. 22). Изоморфное вхождение

Zn в структуру метациннабарита отражается и на рентгеновских данных. Каждая из главных линий дифрактограммы [ $d$ , Å ( $I$ ): 3.318(100), 2.865(80), 2.028(20), 1.735(80), 1.438(20), 1.325(30), 1.175(20), 1.106(20)] отличается по межплоскостному расстоянию от соответствующей линии синтетической кубической фазы  $\text{HgS}$  в меньшую сторону на 0.2–0.7 Å. Соответственно, объем элементарной ячейки воронцовского метациннабарита (табл. 1, № 17) существенно меньше объема ячейки синтетической ртутной фазы:  $188 \text{ \AA}^3$  против  $200 \text{ \AA}^3$ . В некоторых случаях Zn-Mn-содержащий метациннабарит образует кубические кристаллы до 30 мкм в карбонатах или слагает краевые зоны размером 0.08–0.1 мм в зернах Hg, Mn-содержащего сфалерита (рис. 3е). Химические составы обоих сульфидов приведены в табл. 2, ан. 23, 26. В.И. Васильев (2011), изучавший твердые растворы системы Zn–Hg–S, пришел к выводам об отсутствии непрерывного изоморфного ряда в серии кубических сульфидов  $\text{ZnS–HgS}$  и разрыве смесимости в промежуточном интервале от  $(\text{Zn}_{0.752}\text{Hg}_{0.248})\text{S}$  до  $(\text{Hg}_{0.539}\text{Zn}_{0.461})\text{S}$ . Полученные нами данные подтверждают эти выводы, причем в составе воронцовского метациннабарита установлено 15.0 мас. % Zn (или 15.4 мас.% при пересчете без учета Mn и с нормированным на 100% составом), что близко к максимально возможной концентрации цинка в метациннабарите (17.7 мас. %).

**Молибденит**  $\text{MoS}_2$  отмечался в борнит-халькопиритовых рудах, развитых в зонах скарнирования диоритов (Викентьев и др., 2016). Нами он встречен в виде мелких овальных включений до 20 мкм в кальците с пиритом, реальгаром, сфалеритом, дальнегроитом, криститом, колорадоитом, метациннабаритом, рутьеритом, филлотитом в ассоциации 1. Химический состав минерала (мас. %): Mo 60.14, S 39.17, сумма 99.31.

**Парареальгар**  $\text{As}_4\text{S}_4$  обнаружен летом 2020 г. в образцах со склада забалансовых руд № 2 в виде ярко-оранжевых порошковатых выделений, развивающихся по ярко-красному реальгару на фрагментах карбонатной брекчии (рис. 4г). Изучение брекчии электронно-зондовым методом позволяет отнести установленный в ней набор минеральных видов к ассоциации 2. Среди рудных минералов идентифицированы многочисленные зерна воронцовита и ферроворонцовита, а также галхит, боскардинит, экрансит, рутьерит, антимонит, киноварь, колорадоит, метациннабарит, пирит и сфалерит. Жильные минералы представлены кальцитом, Mn-содержащим доломитом и баритом.

Диагностика парареальгара подтверждена электронно-зондовым (табл. 2, ан. 24) и монокристалльным рентгеновским (табл. 1, № 18) методами. По оптическим свойствам минерал близок к реальгару. При одном никеле он выглядит тускло-серым, двуотражение отчетливое. Анизотропия сильная. В полностью скрещенных николях она маскируется обильными внутренними рефlekсами желтого и оранжевого цвета. На территории Российской Федерации парареальгар достоверно зафиксирован впервые.

**Пикополит  $TlFe_2S_3$**  является единственным сульфидом Tl без As или Sb, встреченным нами на месторождении: остальные таллиевые минералы представлены сульфосолями. Он идентифицирован всего в двух аншлифах (ассоциации 3 и 4) в виде очень редких и мелких (не более  $15 \times 12$  мкм) включений в нерудных минералах брекчий (кальцит, доломит, барит, клинохлор) и сростков с реальгаром. В ассоциации 3 его спутниками также являются гладковскиит, золото и рутьерит, а в ассоциации 4 – аурипигмент, киноварь, колорадоит, кристит, метациннабарит, парапьерротит, пирит и шабурнеит (рис. 3ж). В отраженном свете минерал кремоворозоватый, в сростках с реальгаром выглядит существенно светлее последнего. Двуотражение отчетливое. В скрещенных николях пикополит сильно анизотропный, в серо-фиолетовых тонах. Его химический состав близок к идеальному  $TlFe_2S_3$  (табл. 2, ан. 25). С точки зрения достоверности мы оцениваем нашу находку этого сульфида как первую в Российской Федерации.

**Пирит  $FeS_2$**  – главный рудный минерал различных пород месторождения. В метасоматитах его содержание обычно колеблется в диапазоне 1–10 %, но не так редко опускается и ниже 1 %. Пирит, в основном, слагает зерна от десятых до сотых долей миллиметра в виде включений в других минералах. Менее распространены кристаллы размером до нескольких миллиметров. В кальцит-гроссуляровых метасоматитах развиты кристаллы пирита до 1 см. В кварцевых жилах среди березитов и листовитов пирит представлен двумя генерациями: ранней в виде кубических кристаллов размером 0.5–1 мм (редко до 5 мм) и поздней – мелкими (менее 0.1–0.2 мм) кристаллами сложных форм. Пирит обычно содержит много микровключений других рудных минералов, в первую очередь, халькопирита и пирротина. Наряду с магнетитом пирит является единственным рудным минералом неизмененных скарнов, где представлен интерстициальными вы-

делениями размером до нескольких миллиметров. В измененных скарнах пирит образует крупные (1–10 мм) выделения, часто кристаллы сложных форм, заключенные в кварц-кальцитовый массу. В пропилитизированных породах обильна его вкрапленность в вулканогенных толщах или в цементе рудных брекчий в виде кристаллов, обычно не превышающих 0.1–0.3 мм, но иногда достигающих 2 см.

Пирит является главным рудным минералом измененных вулканогенно-осадочных пород: его содержание вместе с арсенопиритом достигает 20–30 мас. %. Пирит здесь образует кристаллы от 0.05 до 2–3 мм, а также замещает стенки раковин или отдельные зерна породообразующих минералов. Чрезвычайно широко распространен пирит в цементе брекчий, где он слагает кристаллы и их агрегаты размером до 1.5 см, рассеянные в карбонатной породе (Сазонов и др., 1991). Нами в 2017 г. в отвалах Южного карьера найден образец с хорошо образованным кристаллом пирита необычно светлого серебристого цвета размером  $25 \times 25$  мм в агрегате кальцита и доломита с пижонитом (рис. 4д). Воронцовский пирит химически хорошо изучен: в его составе фиксируются примеси Co, Ni и As до 1.1 мас. % (Сазонов и др., 1991; Мурзин, Варламов, 2010). И.В. Викентьевым с соавторами (2016) подробно исследованы морфология кристаллов пирита и их химический состав. Нами проведено рентгенографическое исследование пирита из минеральных ассоциаций 1 и 9 (табл. 1, №№ 19, 20).

**Пирротин  $Fe_{1-x}S$**  слабо распространен на месторождении. Он отмечен в виде включений до 0.5 мм в сфалерите и на контакте сфалерита и галенита в составе рудной минерализации в волластонитовых метасоматитах. Вместе с халькопиритом пирротин образует выделения до нескольких сантиметров в измененных скарнах. В цементе брекчий он представлен редкими кристаллами до 0.1 мм в карбонате, округлыми или каплевидными включениями размером до 0.05 мм в более ранних пирите или арсенопирите, а также в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите. Минерал изучен химически (Сазонов и др., 1991; Викентьев и др., 2016).

**Реальгар  $As_4S_4$**  является главным рудным минералом брекчий, образуя скопления зерен, рассеянных в массе обломков известняка и придающих брекчии красноватые тона. Его отдельные выделения небольших размеров (обычно до 0.2 мм, но

иногда до 5 мм) выполняют промежутки между зернами карбоната и имеют угловатые формы. Изредка реальгар выполняет микротрещины в кристаллах пирита. Наиболее крупные выделения реальгара часто содержат включения других минералов, таких как пирит, сфалерит, сульфосоли Tl и Hg (Сазонов и др., 1991). В 2015 г. на рудном складе В.В. Левицким были найдены кристаллы реальгара свободного роста до 0.5 см (рис. 4е). В монографии (Сазонов и др., 1991) реальгар диагностирован по дебаграмме и оптическим свойствам. Что касается химического состава, то отмечались трудности в получении количественных данных из-за неустойчивости минерала под электронным пучком, поэтому состав реальгара был определен лишь качественно. В более поздней работе (Мурзин, Варламов, 2010) эти трудности были преодолены, суммы анализов реальгара составили 98.5–100.8 мас. %; в минерале была установлена примесь Sb (до 1.6 мас. %). Однако в указанных работах отсутствуют данные об условиях анализа реальгара. Нами также отмечался факт его плавления в ходе анализа электронно-зондовым методом при стандартных для сульфидов и сульфосолей условиях (ВДС, 25 кВ, 20 нА, 1 мкм). Удовлетворительных результатов удалось достичь при понижении ускоряющего напряжения до 15 кВ и анализе расфокусированным зондом с площадки  $10 \times 10$  мкм. В составе реальгара из большинства ассоциаций нами установлены только As и S (табл. 2, ан. 26). Параметры моноклинной элементарной ячейки даны в табл. 1, № 21.

**Сфалерит  $ZnS$**  – один из главных рудных минералов месторождения, распространенный повсеместно. Вместе с галенитом он составляет гнезда размером 2–3 см в волластонитовых метасоматитах. В измененных скарнах сфалерит присутствует в виде прожилков или включений в пирите и сам, как правило, содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и пирротина. В цементях брекчий он образует самостоятельные выделения изометрично-неправильной формы размером от 0.05 до 0.4 мм, заключенные в карбонатах или кварце, часто в сростаниях с баритом, пиритом или блеклой рудой, а также мелкие (0.01–0.07 мм) вроски в пирите и рутьерите. В сфалерите зафиксированы выделения тетраэдрита и минералов Tl, вроски самородного золота, эмульсионная вкрапленность халькопирита. В составе сфалерита часто присутствуют изоморфные примеси (мас. %) Hg (до 23.1), Mn (до 4.9), Fe (до 8.5), Cd (до 1.3), Cu (до 0.7) и Ag (до 0.4) (Сазонов и др., 1991; Мурзин, Варламов,

2010). Mn-содержащий сфалерит (до 7.6 мас. % Mn) описан в виде округлых и овальных включений до 50–70 мкм в самородном мышьяке и арсениопирите в образцах 2007 г. (Мурзин и др., 2011).

Нам в отвалах Южного карьера и на складе забалансовых руд № 2 неоднократно попадались образцы с массивным сфалеритом темно-зеленого цвета в выделениях размером до 20 см с включениями галенита. В его составе установлены только Zn и S. Желто-коричневый сфалерит, найденный в образцах с рудного склада в 2017 г. (рис. 4ж), также практически свободен от примесей (табл. 2, ан. 28). Параметр его кубической элементарной ячейки приведен в табл. 1, № 22. В ассоциации 4 заключенные в карбонатной массе (доломит, кальцит) зерна Hg, Mn-содержащего сфалерита до 0.2 мм часто обрастают каймами Zn-Mn-содержащего метациннабарита мощностью до 40 мкм (рис. 3е). Химический состав такого сфалерита приведен в табл. 2, ан. 27. При оптическом изучении в отраженном свете ртутисто-марганцовистые разновидности сфалерита демонстрируют не вполне обычные для этого минерала темно-красные внутренние рефлексы.

**Тетрадимит  $Bi_2Te_2S$**  встречен в скарнах в ассоциации 8 в виде округлых зерен до 40 мкм на контакте с магнетитом и кальцитом (рис. 3з). Химический состав тетрадимита близок к стехиометричному (табл. 2, ан. 29).

**Халькопирит  $CuFeS_2$**  широко распространен на месторождении. Он отмечен в составе полиметаллической минерализации в волластонитовых метасоматитах и измененных скарнах. В виде крупных (до 5 мм) выделений сложной формы и мелких (до 0.1 мм) кристаллов он рассеян в кварцевых жилах среди березитов и листовенитов. В цементях брекчий халькопирит образует ксеноморфные выделения размером от 10 мкм до 2–3 мм в карбонате, а также эмульсионную вкрапленность в сфалерите, часто содержит включения сульфосолей, галенита и сфалерита (Сазонов и др., 1991). В то же время, распространение халькопирита в изученных нами карбонатных брекчиях носит весьма локальный характер: минерал встречен только в ассоциациях 1 и 6. Гораздо чаще он встречается в ассоциации 8, где образует кристаллы искаженного тетраэдрического облика размером до 0.5 см, сгруппированные в агрегаты и массивные выделения золотистого цвета, и наблюдается совместно с андрадитом, кальцитом, магнетитом, арсениопиритом, блёклыми рудами, пиритом и сфалеритом (рис. 4з). В зоне гипергенеза халькопирит образует мелкую вкраплен-

ность зерен, часто окисленных с поверхности, в кварц-кальцитовых агрегатах. Здесь он выступает основным источником Си для карбонатов (азурит, малахит) и сульфатов (биверит-(Cu), брошантит, халькантиит). Химический состав халькопирита близок к идеальному (табл. 2, ан. 30). Параметры его тетрагональной элементарной ячейки приведены в табл. 1, № 23.

**Хоулит  $CdS$**  обнаружен летом 2020 г. в образцах из отвалов Южного карьера, где находится в виде желтых порошковатых прожилков, развивающихся по сфалериту вместе с галенитом (ассоциация 9) (рис. 4и). В отраженном свете хоулит темно-серый, но светлее сфалерита; на контакте с галенитом приобретает отчетливо зеленоватый оттенок. Минерал изотропный, с желтыми внутренними рефлексами. В составе хоулита установлена изоморфная примесь Zn (мас. %): Cd 68.72, Zn 8.25, S 23.45, сумма 100.42. Его эмпирическая формула (расчет на сумму двух атомов):  $Cd_{0.83}Zn_{0.17}S_{1.00}$ . Параметр кубической элементарной ячейки хоулита приведен в табл. 1, № 24.

**Ялпаит  $Ag_3CuS_2$**  установлен в образце, отобранном летом 2020 г. на складе забалансовых руд № 2, в виде мелких призматических кристаллов до  $20 \times 10$  мкм в халькопирите (рис. 3и) в ассоциации с купрополибазитом, полибазитом, пиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом-(Fe), кальцитом и кварцем. Минерал диагностирован по химическому составу (табл. 2, ан. 31). В отраженном свете на фоне вмещающего халькопирита ялпаит выглядит серым, в скрещенных николях слабо анизотропен.

*Авторы искренне благодарят И.В. Пекова, В.В. Гуржия и Е.В. Белогуб за редакторскую правку текста и обсуждение, А.Д. Касаткину, В.В. Левицкого и Т.В. Пашко – за фотографирование образцов и А.А. Готтмана (АО «Полиметалл УК») – за образцы самородного мышьяка, представленные нам для исследований.*

## Литература

- Васильев В.И.** (2011) Новые данные о составе метациннабарита и ртутистого сфалерита с изоморфной примесью кадмия. *Геология и геофизика*, **52**(7), 896–905.
- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г.** (2016) Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург, Форт Диалог-Исеть, 206 с.
- Груздев В.С., Волгин В.Ю., Шумкова Н.Г., Черницова Н.М., Иванов В.С.** (1975) Вакабаяшилит

(As,Sb) $_2S_3$  из мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений СССР. *Доклады АН СССР*, **224**(2), 418–421.

**Касаткин А.В.** (2019) Новые находки редких минералов на территории постсоветских государств. *Минералогический альманах*, **24**(2), 4–47.

**Касаткин А.В., Степанов С.Ю., Цыганко М.В., Шкода Р., Нестола Ф., Плашил Я., Маковицки Э., Агаханов А.А., Паламарчук Р.С.** (2020) Минералогия Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Часть 1: История изучения, минеральные ассоциации, кадастр минеральных видов. *Минералогия*, **6**(4), 3–34.

**Мурзин В.В., Варламов Д.А.** (2010) Золото-сульфидно-сульфосольный парагенезис минералов из брекчий с кремнистыми обломками Воронцовского месторождения (Средний Урал). *Вестник Уральского отделения РМО*, **7**, 92–100.

**Мурзин В.В., Бушмакин А.Ф., Сустанов С.Г., Щербачев Д.К.** (1996) Клерит  $MnSb_2S_4$  – новый минерал из Воронцовского золоторудного месторождения (Урал). *Записки ВМО*, **125**(3), 95–101.

**Мурзин В.В., Варламов Д.А., Ровнушкин М.Ю.** (2011) Парагенезис самородного мышьяка и арсениопирита на Воронцовском золоторудном месторождении (Северный Урал). *Вестник Уральского отделения РМО*, **8**, 80–87.

**Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Gladkovskiy B.A.** (1991) Эндогенное оруденение девонского андезитовидного вулканоплутонического комплекса (Урал). Свердловск, УрО АН СССР, 184 с.

**Степанов С.Ю., Шарпёнок Л.Н., Антонов А.В.** (2017) Флюидо-эксплозивные брекчии Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). *Записки РМО*, **146**(1), 29–43.

## References

**Gruzdev V.S., Volgin V.Yu., Shumkova N.G., Chernitsova N.M., Ivanov V.S.** (1975) [Wakabayashilite (As,Sb) $_2S_3$  from arsenic-antimony-mercury deposits of the USSR]. *Doklady AN SSSR [Doklady Academy of Sciences of the USSR]*, **224**(2), 418–421. (in Russian)

**Kasatkin A.V.** (2019) New findings of rare minerals from post-Soviet Union countries. *Mineralogical Almanac*, **24**(2), 4–47.

**Kasatkin A.V., Stepanov S.Yu., Tsyganko M.V., Škoda R., Nestola F., Plášil J., Makovický E., Agakhanov A.A., Palamarchuk R.S.** (2020) [Mineralogy of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals). Part 1: History of study, mineral assemblages, list of minerals]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **6**(4), 3–34. (in Russian)

**Murzin V.V., Varlamov D.A.** (2010) [Gold-sulfide-sulfosalt mineral assemblage from breccias with siliceous clasts of the Vorontsovskoe deposit (Central Urals)]. *Vestnik*

*Uralskogo Otdeleniya RMO [Bulletin of the Urals Branch of the Russian Mineralogical Society]*, **7**, 92–100 (in Russian).

**Murzin V.V., Bushmakina A.F., Sustavov S.G., Shcherbachov D.K.** (1996) [Clerite  $MnSb_2S_4$  – a new mineral from the Vorontsovskoe gold deposit in the Urals]. *Zapiski VMO [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **125**(3), 95–101. (in Russian)

**Murzin V.V., Varlamov D.A., Rovnushkin M.Yu.** (2011) [Assemblage of native arsenic and arsenopyrite of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals)]. *Vestnik Uralskogo Otdeleniya RMO [Bulletin of the Urals Branch of the Russian Mineralogical Society]*, **8**, 80–87. (in Russian).

**Sazonov V.N., Murzin V.V., Grigoriev N.A., Gladkovsky B.A.** (1991) [Endogene mineralization of the

Devonian andesite volcano-plutonic complex (the Urals)]. Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 184 p. (in Russian)

**Stepanov S.Yu., Sharpenok L.N., Antonov A.V.** (2017) [Fluid-explosive breccias of the Vorontsovskoe gold deposit (Northern Urals)]. *Zapiski RMO [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **146**(1), 29–43. (in Russian)

**Vasiliev V.I.** (2011) New data on the composition of metacinnabar and Hg-sphalerite with an isomorphous Cd admixture. *Russian Geology and Geophysics*, **52**(7), 701–708.

**Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Murzin V.V., Vikent'eva O.V., Pavlov L.G.** (2016) [Vorontsovskoe gold deposit. Geology, modes of occurrence of gold, genesis]. Yekaterinburg, Fort Dialog-Iset, 204 p. (in Russian)

УДК 549.0:552.3 (470.55)

DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-2

**ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЕГМАТИТАХ  
ИЛЬМЕНСКИХ ГОР, ЮЖНЫЙ УРАЛ****В.А. Попов***Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,  
Институт минералогии, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; popov@mineralogy.ru*

Статья поступила в редакцию 15.12.2020 г., принята к печати 19.02.2021 г.

**RELATIVE AGE OF ACCESSORY MINERALS IN PEGMATITES OF THE ILMENY  
MOUNTAINS, SOUTH URALS****V.A. Popov***South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Institute of Mineralogy, Miass,  
Chelyabinsk oblast, 456317 Russia; popov@mineralogy.ru*

Received 15.12.2020, accepted 19.02.2021

**Аннотация.** Ретроспективное моделирование процессов минералообразования в природных системах эффективно осуществлять с учетом всех минералов – породообразующих, второстепенных и акцессорных. В Ильменских горах на Южном Урале онтогенез пегматитовых тел (гранитных, сиенитовых, карбонатитовых и ультрамафитовых) в общем случае выглядит сложным во времени и пространстве. На примере циркона, берилла и графита рассмотрен относительный возраст акцессорных минералов в агрегатах породообразующих минералов на фоне общей истории становления пегматитовых полей.

**Ключевые слова:** пегматиты, акцессорные минералы, онтогенез, Ильменские горы.

**Abstract.** Effective retrospective modeling of mineral formation in natural systems should take into account all minerals – rock-forming, secondary in abundance and accessory. In the Ilmeny Mountains (South Urals), the ontogeny of pegmatite bodies (granitic, syenitic, carbonatite, and ultramafic) is complex in time and space. Using several examples, the relative age of accessory minerals in aggregates of rock-forming minerals is considered against the background of a general evolution of formation of pegmatite fields.

**Keywords:** pegmatites, accessory minerals, ontogenesis, Ilmeny Mountains.

**Для цитирования:** Попов В.А. Относительный возраст акцессорных минералов в пегматитах Ильменских гор, Южный Урал, Минералогия, 7(1), 23–39. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-2.

**For citation:** Popov V.A. Relative age of accessory minerals in pegmatites of the Ilmeny mountains, South Urals Mineralogy, 7(1), 23–39. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-2.

**Введение**

Ильменские горы находятся на Южном Урале в Челябинской области, восточнее города Миасс. Здесь в 1920 г. был образован знаменитый Ильменский минералогический заповедник (рис. 1). Главное богатство заповедника – разнообразные пегматитовые жилы с длительной историей формирования, «записанной» более чем 340 минералами. Среди них присутствует 18 минеральных видов, открытых в заповеднике, самым известным из которых является ильменит. Многие минералы можно отнести к категории акцессорных, а время

их выделения в минералообразующих (пегматитовых) процессах имеет большой научный и практический интерес.

История исследований пегматитов Ильменских гор насчитывает уже более 250 лет. Большой вклад в минералогические исследования Ильменских гор внесли Й. Менге, Г. Розе, П.Н. Барбот де Марни, А.Б. Кеммерер, А. Брейтгаупт, И.Р. Лисенко, Н.И. Кокшаров, П.В. Еремеев, М.П. Мельников, В.И. Вернадский, А.Е. Ферсман, А.Н. Заварицкий, М.П. Русаков, Г.П. Барсанов, А.И. Симонов и многие другие (Крыжановский, 1949). Позднее работы Б.А. Макаровича, Л.К. Богомолловой, А.Г. Ба-



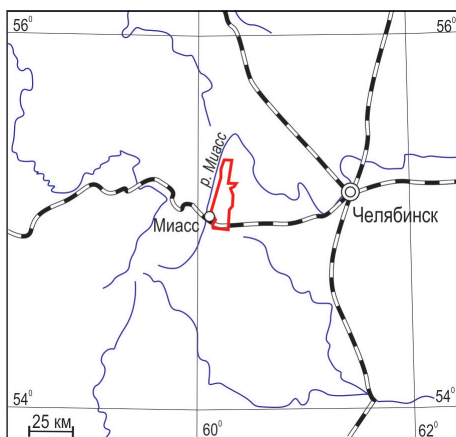


Рис. 1. Географическое положение Ильменских гор на Южном Урале в районе города Миасса (красный контур – границы Ильменского государственного заповедника).

Fig. 1. Geographical position of Ilmeny Mountains in the South Urals near the town of Miass (red contour corresponds to the boundaries of the Ilmeny State Reserve).

женова, И.А. Малахова, В.Я. Левина, В.А. Попова, В.И. Поповой, В.О. Полякова, Е.П. Щербаковой, Е.П. Макагонова, Е.В. Белогуб, М.А. Рассомахина, С.В. Чередниченко и многих других исследователей в 420 копиях получены дополнительные данные о пегматитах разного состава и относительного возраста, их строении и минералогии (Богомолва, 1961; Поляков, 1982; Попова и др., 1982 и др.). На пегматитах Ильменских гор разрабатывались разные генетические гипотезы, но относительный возраст аксессуарных минералов в этих гипотезах специально не рассматривался.

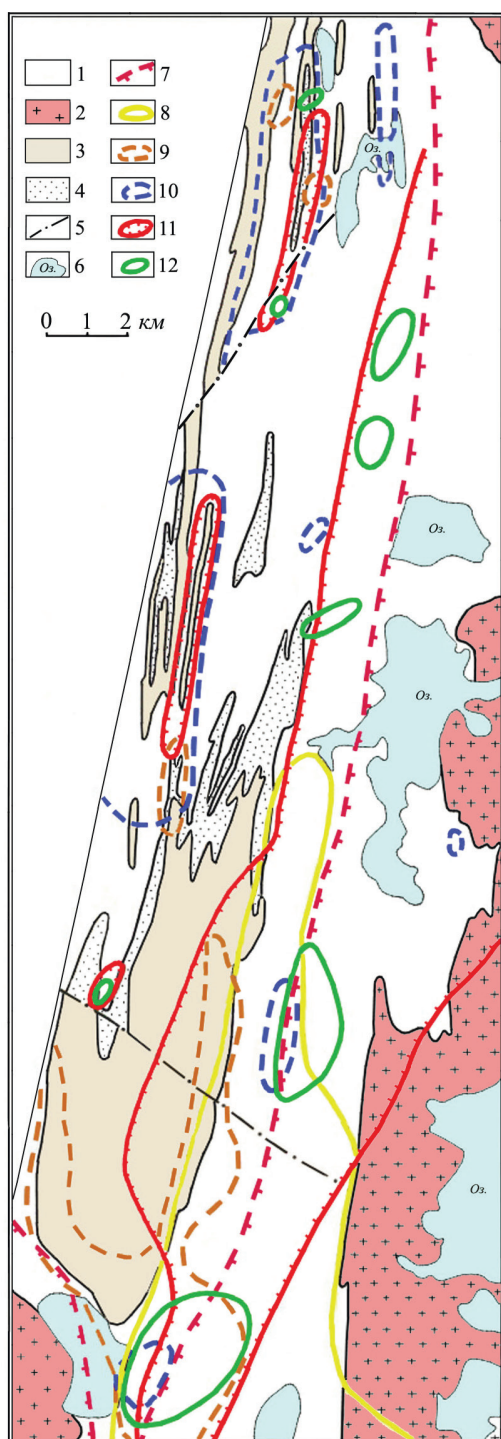
### Геологическое строение и жильное поле Ильменских гор

Ильменские горы и их отроги сложены миаскитами Ильменогорского массива, телами сиенитов, гранитов, ультрамафитов и вмещающими их метаморфическими породами – гранитогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кварцитами, что объединяется в Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Ильменогорский комплекс пород является частью Сысертско-Ильменогорского антиклинория и расположен в Восточно-Уральском поднятии, отделяемом с запада от Центрально-Уральского поднятия зоной Главного Уральского глубинного разлома. Длительная геологическая история формирования Ильменских гор и прилегающей территории привела к возникновению уникального комплекса минералов и горных пород, к разнообразию различных полезных ископаемых.

Среди пегматитов Ильменских гор А.Е. Ферсман (1940) выделял жилы: 1 – нефелин-сиенитовые (миаскитовые); 2 – полевошпатовые с эцинитом и цирконом в гранитогнейсах; 3 – полевошпатовые с пироксеном и цирконом в авгит-сиенитовой области; 4 – мигматически-контактового типа с корундом или ортитом, гранатом, эпидотом; 5 – жилы гранитные (топаз-берилловые). Гранитные пегматиты (и отдельные зоны в жилах) подразделялись на редкометалльные, шерлово-слюдистые, топаз-берилловые, лепидолит-альбитовые, криолитовые (Ферсман, 1940). При описании пегматитов А.Н. Заварицкий (1944) разделял их по условиям залегания (вмещающим породам) и минерализации. Так, среди сиенитовых пегматитов выделены эгириновые с молибденитом, биотитовые с цирконом, двуслюдяные с эцинитом, плагиоклазовые (антипертитовые) с алланитом, титанита и роговой обманки, корундовые сиенит-пегматиты. Сиенитовые пегматиты рассматривались как реакционные образования и миаскитовой, и гранитной магм. Уже в этой работе А.Н. Заварицкий среди гранитных пегматитов разделял линзовидные инъекции в гнейсах и крутопадающие дайки от пегматитов с пироксеном (секущих миаскиты) и иных жил (топаз-берилловых и других, принимая типизацию жил по А.Е. Ферсману). Характеризуя пегматиты южной части Ильменских гор, А.И. Симонов вычленил пегматиты чистой линии и линии скрещения, а среди них – по минеральному составу (Крыжановский, 1949). Отмечая, что внедрение Кисегачской гранитной интрузии предшествует миаскитовому массиву, он связывал формирование разных пегматитов с постмагматической стадией, практически не касаясь возрастных взаимоотношений пегматитов.

В результате работы Л.К. Богомолвой (1961) впервые достоверно выявлены три типа домиаскитовых и два – послемаскитовых гранитных пегматитов, а также пять типов полевошпатовых пегматитов и два – миаскитовых. Тогда же И.А. Малахов показал, что гранитные чевкинит-пироксеновые пегматиты относительно моложе циркон-полевошпатовых.

Анализ закономерностей формирования пегматитов Ильменских гор, проведенный за последние 50 лет коллективом Лаборатории минералогии Ильменского заповедника и Института минералогии, позволил существенно дополнить данные о составе, локализации и возрастных взаимоотношениях жильных тел. Основная информация получена при картировании более 100 пересечений разных жил в 65 копиях (рис. 2) (Попова и др., 1982).



По относительному возрасту и составу пегматиты подразделены нами на шесть возрастных групп: 1) домиаскитовые гранитные; 2) сиенитовые и миаскитовые; 3) щелочно-ультрамафитовые; 4) карбонатит-пегматиты; 5) постмиаскитовые гранитные; 6) амазонитовые и сходные с ними безамазонитовые гранитные пегматиты.

Усредненные величины «абсолютного» возраста пегматитов для 15 минералов из 28 копеек, сум-

Рис. 2. Площади локализации разновозрастных пегматитов Ильменских гор на схематической геологической карте по (Попова и др., 1982).

1 – гнейсы, сланцы, амфиболит; 2 – гранитоиды; 3 – миаскиты; 4 – сиениты, 5 – разломы; 6 – озера; 7–12 – районы развития пегматитов: 7 – гранитных домиаскитовых, 8 – полевошпатовых, 9 – миаскитовых, 10 – корундово-полевошпатовых, 11 – гранитных постмиаскитовых, 12 – гранитных амазонитовых.

Fig. 2. Areas of pegmatites of various ages in the Ilmeny Mountains on schematic geological map.

1 – gneiss, schist, amphibolite; 2 – granitoids; 3 – miaskite; 4 – syenite; 5 – faults; 6 – lakes; 7–12 – pegmatite fields: 7 – granitic pre-miaskite, 8 – feldspar, 9 – miaskite, 10 – corundum-feldspar, 11 – granitic post-miaskite, 12 – granitic amazonite.

мированные по радиологическим данным разных исследователей (Попова и др., 1982), согласуются с выявленной последовательностью формирования разных пегматитов в интервале 290–240 млн лет назад (цифры в скобках – число определений): сиенитовых – 287 млн лет (24), миаскитовых – 282 млн лет (32), корунд-полевошпатовых – 270 млн лет (11), гранитных амазонитовых – 240 млн лет (40). Для разных минералов из одной жилы данные радиологического возраста иногда явно противоречат наблюдаемым признакам последовательности кристаллизации.

В пределах возрастных групп и подгрупп выделены типы жильных образований, характеризующиеся общностью состава и/или структуры. Для большинства типов возрастные взаимоотношения пегматитов выявлены по пересечениям жил.

Гранитные домиаскитовые пегматиты развиты в эндо- и экзоконтактах Кисегачского гранитного массива, полевошпатовые сиенитовые пегматиты – преимущественно в восточном экзоконтакте Ильменогорского миаскитового массива (в породах кровли) и частью – в его эндоконтактовой зоне. Миаскитовые пегматиты локализованы в эндо- и экзоконтактах миаскитового массива, корунд-полевошпатовые – в сиенитах Центральной щелочной полосы и фенитах экзоконтактов миаскитового массива. Постмиаскитовые гранитные пегматиты, включая амазонитовые, распространены в метаморфических породах между Ильменогорским миаскитовым и Кисегачским гранитным массивами, а также участками – в Центральной щелочной полосе.

Распределение жил разного состава в южной части Ильменских гор показывает, что они приурочены к разновременным тектоническим зонам разной ориентировки. Положение активных тек-

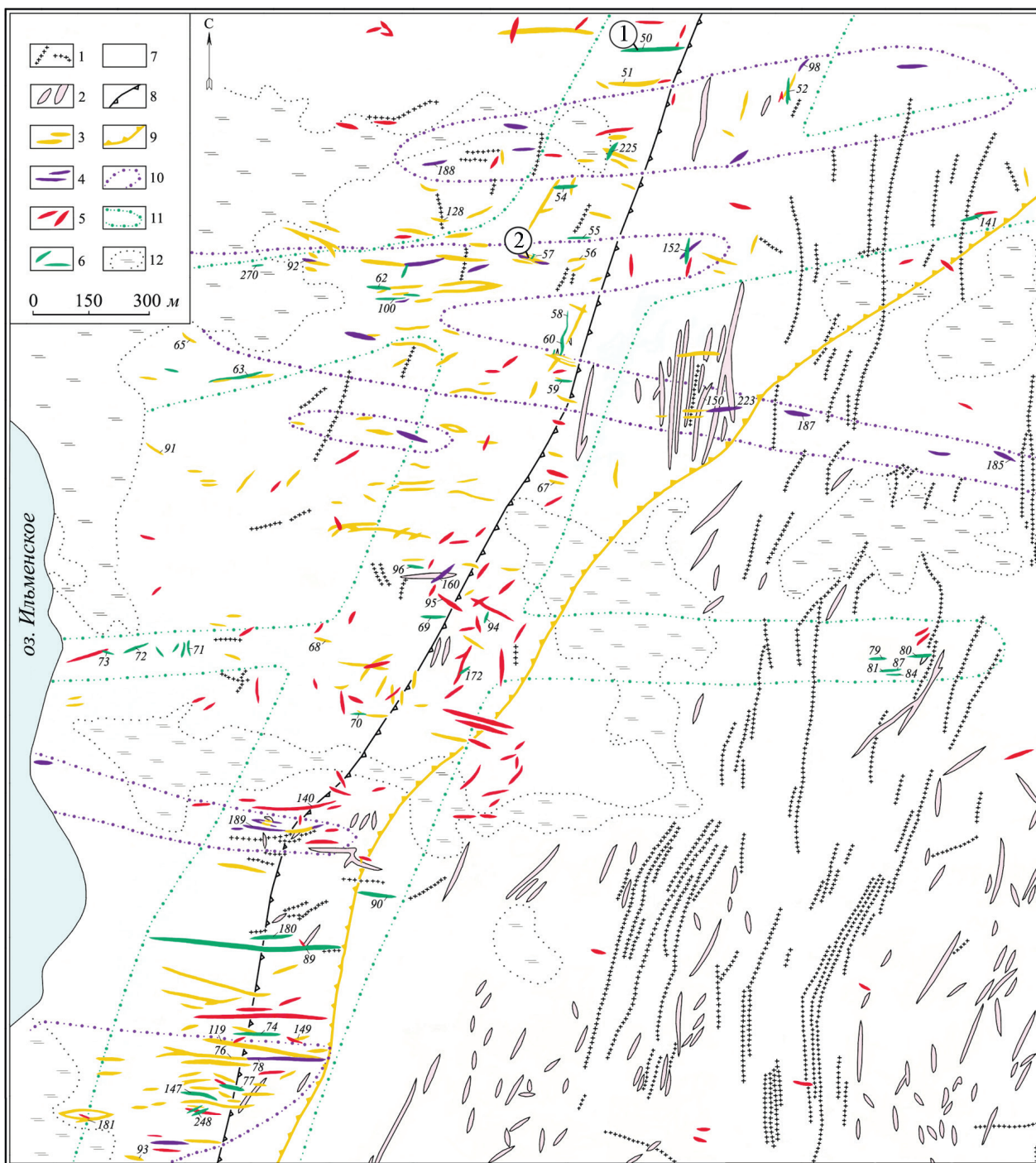


Рис. 3. Разновременные жильные (пегматитовые) поля южной части Ильменских гор. Схема составлена В.А. Поповым, В.И. Поповой, В.О. Поляковым (1980 г.).

1 – дайки гранитов; 2 – домиаскитовые гранитные пегматиты; 3 – полевошпатовые пегматиты; 4 – миаскитовые пегматиты; 5 – послемиаскитовые гранитные пегматиты; 6 – амазонитовые пегматиты; 7 – метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты, кварциты); 8–11 – площади развития разновозрастных типов пегматитов; 12 – болота. Цифры – номера копей, цифры в кружочках – точки наблюдений экскурсии.

Fig. 3. Vein (pegmatite) fields of various ages in the southern part of the Ilmeny Mountains. Scheme is composed of V.A. Popov, V.I. Popova, V.O. Polyakov (1980).

1 – granite dikes; 2 – premiascite granitic pegmatite; 3 – feldspar pegmatites; 4 – miaskite pegmatites; 5 – postmiaskite granitic pegmatite; 6 – amazonite pegmatite; 7 – metamorphic rocks (gneiss, amphibolite, quartzite); 8–11 – fields of pegmatites of various ages; 12 – swarms. Numbers – numbers of pits; numbers in circles – observation points of field trip.

тонических зон во времени смещалось с востока на запад, причем в ранних зонах преобладало субширотное растяжение (формировались субмеридиональные жилы), а более поздние щелочные сиенитовые и послемияскитовые гранитные пегматиты выполнили полости серий разнонаправленных (чаще широтных) трещин (рис. 3). Смена плана тектонических зон во времени отражает длительность становления жильного поля и различие (обособленность) магматических источников. Протяженность поля сиенитовых пегматитов на юг и юго-восток от миаскитового массива указывает на пологое погружение кровли массива.

Выделяются жильные поля пегматитов – Южное, Черемшанское, Савелькульское, Миассово-Таткульское, Северо-Таткульское, Селянкинское, Ишкульское; в их пределах пегматиты имеют длительную и очень сложную историю становления. В зависимости от задач в каждой группе можно выделить типы и подтипы по строению жил и составу главных и акцессорных минералов. Например, в жильном поле южной части Ильменских гор на площади ~8 км<sup>2</sup> выявлено 470 крупных жильных тел, из них 350 – пегматиты разного состава (рис. 3); нередко ранние пегматиты секутся более поздними и вскрыты копиями №№ 52, 57, 60, 63, 73, 74, 89, 149, 150, 152, 160, 223, 225, 248. Для других районов Ильменских гор подобные карты еще не завершены (Попова и др., 1982).

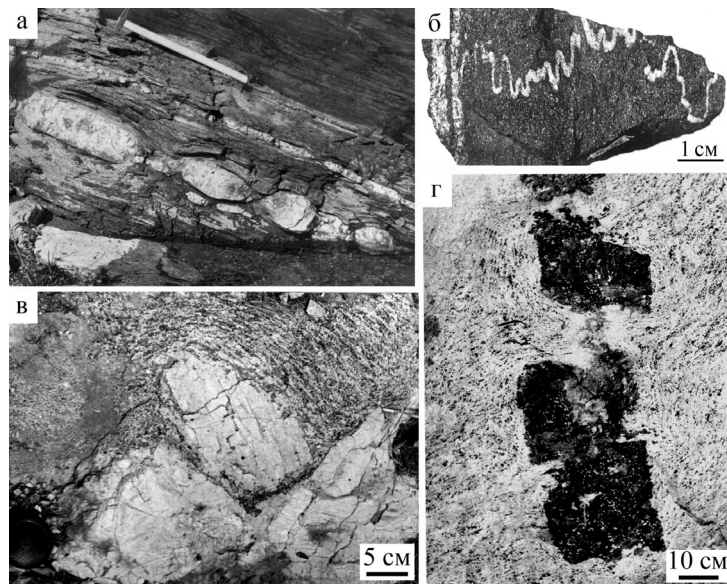
#### **Строение пегматитовых тел, явления кристаллизации, перекристаллизации и метасоматоза, модели генезиса пегматитов**

По проблеме генезиса пегматитов Ильменских гор известны три различных гипотезы: 1) кристаллизации минеральных агрегатов в полостях из расплавов-растворов, остаточных от кристаллизации магм (Ферсман, 1940 и др.); 2) перекристаллизации (укрупнения) минеральных агрегатов из обычных магматических пород за счет газов, оставшихся в закрытой системе (Заварицкий, 1944 и др.); 3) для негранитных пегматитов – метасоматическая гипотеза (Успенский, 1965 и др.). Суммируя наши данные и данные разных исследователей пегматитов Ильменских гор, можно отметить, что морфологические признаки явлений пегматитообразования больше всего соответствуют модели А.Е. Ферсмана – прямой кристаллизации минеральных агрегатов в полостях. Одним из таких признаков в ряде случаев

является форма наименее деформированных жил, где вмещающие полосчатые метаморфические породы одного контакта жилы не совмещаются или не прослеживаются в другом ее контакте, а пегматитовое тело включает различно ориентированные крупные ксенолиты вмещающих пород, что напрямую указывает на тектоническую природу полости, локализовавшей пегматит. Последующими тектоническими деформациями первичная форма жил видоизменяется, приобретая линзовидную или более сложную форму, что наиболее характерно для сиенитовых (полевошпатовых, миаскитовых, корундово-полевошпатовых) пегматитов (рис. 4). В таких жилах, как и в абсолютном большинстве тел гранитных пегматитов, есть участки сохранившейся структуры пегматита с зонами геометрического отбора минералов от зальбандов жил к центру (рис. 5), что указывает на кристаллизацию минерального агрегата в открытой полости, а не путем замещения вмещающих пород.

Форма некоторых камер и полостей жил осложнена проявлением растворения (рис. 6). Признаки, указывающие на проявление гравитации (минералогические отвесы, уровни, газогравитация, расслоение, асимметрия строения в горизонтальных и наклонных телах) известны только для кристаллизации в камерах и полостях. Они не встречаются в метасоматических и перекристаллизационных образованиях. Минералогические отвесы обнаружены во многих пегматитовых телах Ильменских гор (рис. 7). Так, в гранитных пегматитах постоянно наблюдается повышенное количество тяжелых минералов (граната, титанониобатов, магнетита и др.) на верхних гранях кристаллов кварца, полевых шпатов, слюд, топазов, а также наличие кумулятивных агрегатов в лежащих частях (зонах) тел. Нередко проявление силы тяжести видно и в асимметричной картине графических структур, когда вроски альбита располагаются только с верхней стороны ихтиоглиптов кварца в калиевом полевошпате. Судя по данным документирования пегматитовых тел (Попова и др., 1982), в некоторых пегматитовых полостях происходило всплывание легких минералов в верхнюю часть полости (например, включения графита в полевошпате в жиле копи 14 – рис. 8) с образованием иногда «мониминеральных» графитовых агрегатов.

Признаки перекристаллизации минералов зафиксированы почти во всех типах пегматитов. Наиболее обычна и легко узнаваема перекристаллизация (рекристаллизация, грануляция) кварца и каль-

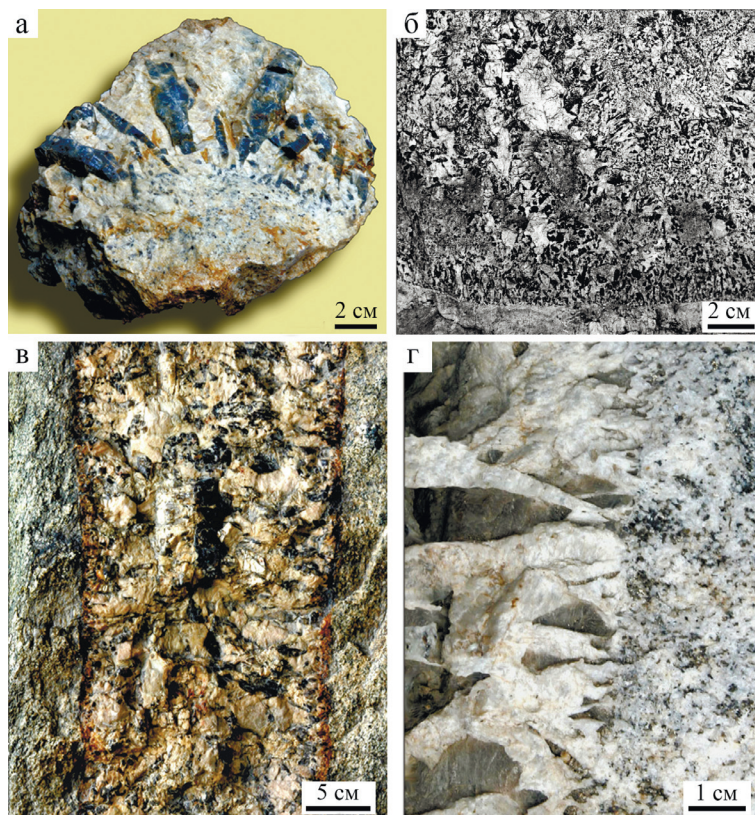


*Рис. 4.* Явления пластической и хрупкой деформации в пегматитах и вмещающих породах:

а – будинаж и расчленение пегматитовых тел; б – образование птыгматитов; в – отрыв и разворот блоков крупных кристаллов полевого шпата в миаскитовых пегматитах; г – разрыв и смещения полевошпат-пироксеновой жилы в сиените.

*Fig. 4.* Phenomena of plastic and brittle deformation in pegmatites and host rocks:

а – boudinage and fragmentation of pegmatite bodies; б – formation of ptigmatites; в – fissure and reversal of blocks of large feldspar crystals in miaskite pegmatites; г – rupture and displacement of a feldspar-pyroxene vein in syenite.



*Рис. 5.* Геометрический отбор в пегматитовых телах: сиенитовых корундовых (а), поздних гранитных (б), ранних гранитных (в), миаскитовых (г).

*Fig. 5.* Geometric selection in pegmatite bodies: syenitic corundum (а), late granitic (б), early granitic (в), miaskitic (г).

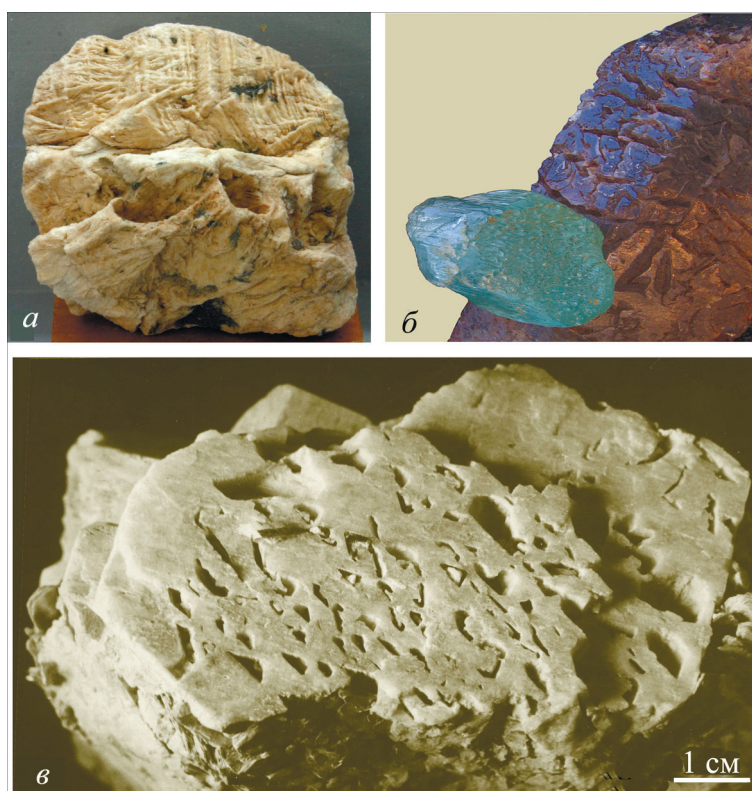


Рис. 6. Природное растворение минералов пегматитов:

а – кварца в сростке расщепленного альбита; б – берилла и дымчатого кварца; в – кварца из графических сростаний с калиевым полевым шпатом.

Fig. 6. Natural dissolution of pegmatite minerals:

a – quartz intergrown with split albite; б – beryl and smoky quartz; в – quartz from graphic aggregates with K-feldspar.



Рис. 7. Минералогический отвес: кристаллы альмандина на верхних гранях блочного альбита (с частичным одновременным ростом минералов) в копи № 257.

Fig. 7. Mineralogical plumb line: almandine crystals on upper faces of blocky albite (with partial simultaneous growth of minerals) in pit no. 257.

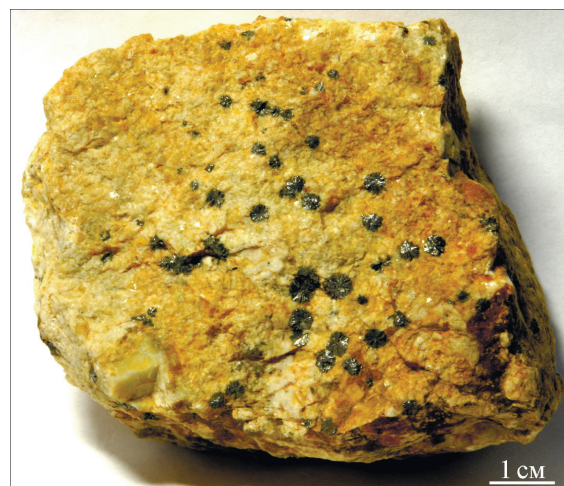


Рис. 8. Сферолиты графита, захваченные кристаллом калиевого полевого шпата в копи № 14.

Fig. 8. Spherulites of graphite captured by K-feldspar crystals in pit no. 14.

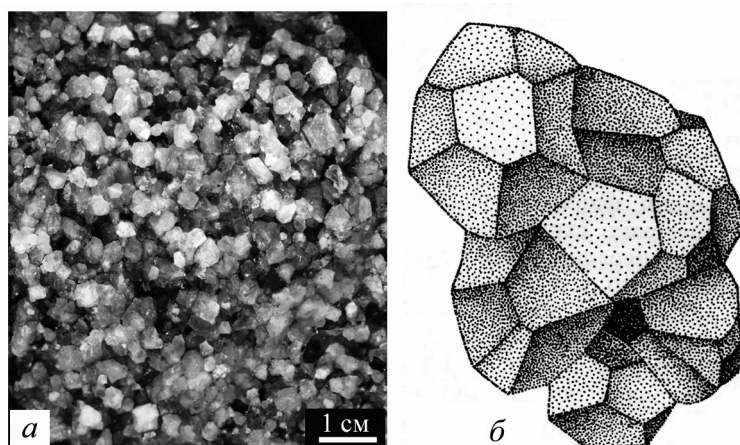


Рис. 9. Перекристаллизованный кальцит в карбонатит-пегматитах:  
а – вид выветрелого агрегата полиэдров кальцита (копь № 154); б – модель полиэдров перекристаллизации по А.Г. Жабину.

Fig. 9. Recrystallized calcite in carbonatite-pegmatite:  
а – weathered aggregate of calcite polyhedra (pit no. 154); б – model of recrystallized polyhedra according to A.G. Zhabin.

цита (рис. 9); встречаются зернистые агрегаты полевых шпатов, апатита, титанита на месте бывших крупных и гигантских индивидов этих минералов. Фактически перекристаллизация в пегматитах привела к уменьшению величины зерен породообразующих минералов, возникшей ранее при кристаллизации (Попов, 2011).

Явление перекристаллизации (движение границ у всесторонне соприкасающихся индивидов в твердом агрегате) принципиально отличается от прямой кристаллизации как в полостях, так и при метасоматозе анатомическим строением и типом поверхностей индивидов. В соответствии с законами анатомии кристаллов, сформулированными Д.П. Григорьевым (1971) при росте (кристаллизации) возникают зональные, секториальные, блочные, расщепленные, скелетные, перистые, сдвойникованные индивиды, т. е. отсутствуют признаки стремления к минимуму энергии минеральных индивидов (как того требуют теории равновесной кристаллизации). Многие минералы пегматитов Ильменских гор имеют эти первичные неоднородности (рис. 10). Полиэдры перекристаллизации изометричны и однородны по составу, поверхность их представлена плавно изогнутыми «гранями» изометричных зерен; величина полиэдров перекристаллизации, обусловленная поверхностной энергией, не превышает 10 мм (Попов, 2011). Перекристаллизационных пегматитов нет ни в Ильменских, ни в Вишнёвых горах и, вероятно, нигде в мире. Но явления перекристаллизации в первично

крупно-гигантозернистых структурах пегматитов наблюдаются часто, однако перекристаллизация уничтожает крупные индивиды, превращая их в мелко-среднезернистый агрегат.

Метасоматоз в пегматитах проявлен так же, как в любых других системах, т. е. устанавливается по присутствию псевдоморфоз и метакристаллов (рис. 11). Эти признаки метасоматоза ранее не были использованы при выделении так называемых «замещающих комплексов» – кварц-мусковитовых и альбитовых зон. Далеко не все мусковитовые и альбитовые агрегаты в пегматитах имеют метасоматическую природу. В пегматитах Ильменских гор обнаружены псевдоморфозы мусковита и иллита по кордиериту, топазу и корунду, титанита по ильмениту и ильменита по титаниту, гематита по магнетиту, канкринита по нефелину, содалита по нефелину, цеолитов по нефелину, пирита по пирротину и другие. Указания ряда исследователей (Н.М. Успенского, С.А. Руденко, В.Г. Фекличева; и др.) на метакристаллы мусковита, альбита, циркона, пиррохлора, корунда, берилла были основаны на признаках ровности границ метакристаллов в плоских сечениях агрегатов (шлифах, аншлифах, полировках). Объемное препарирование минералов показало, что в большинстве случаев минералы имеют индукционную (компромиссную) поверхность или комбинированную (часть поверхности индукционная, другая часть – идиоморфная). Мусковитовые и альбитовые парагенезисы обычно являются составной частью зональных пегматитовых тел, т. е.

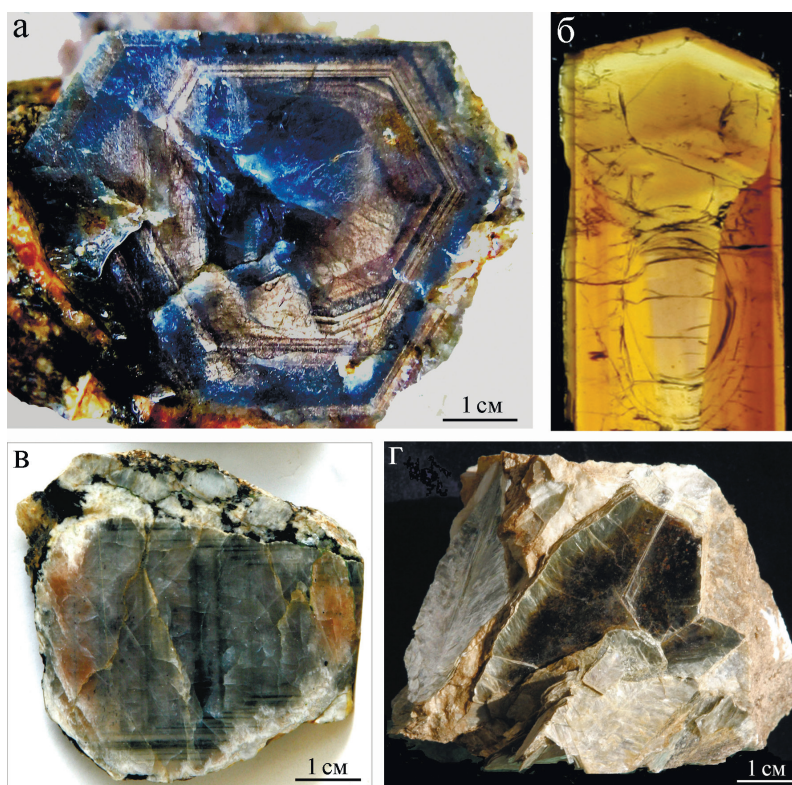


Рис. 10. Ростовая анатомия кристаллов из пегматитов Ильменских гор:

а – корунд, копь № 298; б – шерл, копь № 232; в – нефелин, копь № 240; г – блочный мусковит в виде зоны в альбит-калишпатовом пегматитовом агрегате, копь № 247.

Fig. 10. Growth anatomy of crystals from pegmatites of the Ilmeny Mountains:

а – corundum, pit no. 298; б – sheryl, pit no. 232; в – nepheline, pit no. 240; г – blocky muscovite as a zone in albite-F-feldspar pegmatite aggregate, pit no. 247.

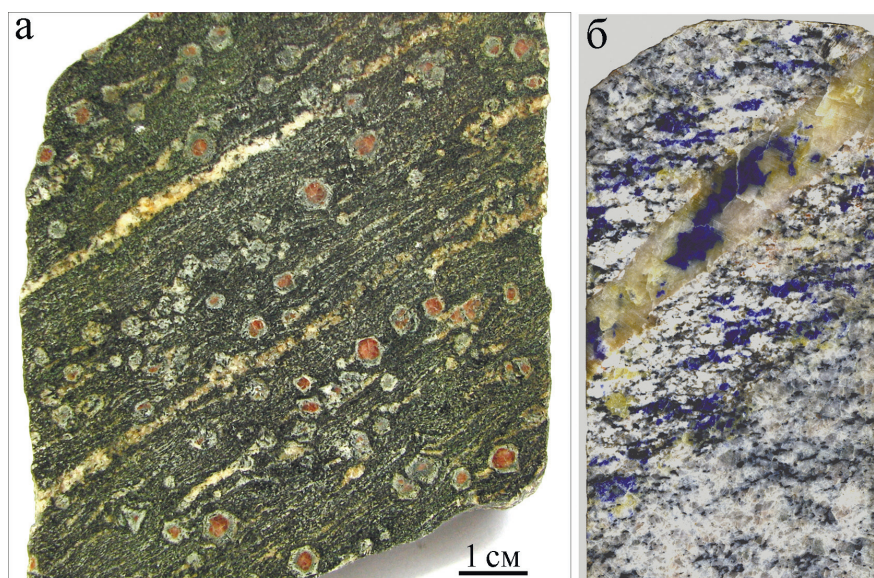


Рис. 11. Гранатовые амфиболиты (а) с частичными и полными магнетит-амфибол-плагиоклазовыми псевдоморфозами по гранату (вмещающие породы некоторых гранитных пегматитов на западном берегу озера Аргаяш) и содалит-канкринитовая жила заполнения в содалитизированном миаските (сква. 2000; б).

Fig. 11. Garnet amphibolites (a) with partial and complete magnetite-amphibole-plagioclase pseudomorphoses after garnet (host rocks of some granitic pegmatites in the western bank of Lake Argayash) and sodalite-cancrinite fill vein in sodalitized miaskite (borehole 2000; б).





Рис. 12. Бластомилонит (реологит) в амазонитовом гранитном пегматите копи № 63 (копь Гельвиновая).

Fig. 12. Blastomylonite (rheolite) in amazonite granite pegmatite of pit no. 63 (pit Gelvinovaya (Helvite)).

кристаллизовались в полостях, а не метасоматически. Явления метасоматоза и перекристаллизации обычно ведут к уничтожению крупно-гигантозернистой структуры в пегматитах, т. е. в общем случае не являются пегматитообразующими в смысле крупности индивидов.

Минеральные агрегаты всех типов пегматитов в Ильменских горах в той или иной мере подверглись пластической деформации. Давно известны изогнутые и скрученные кристаллы ильменита, апатита, полевого шпата в пегматитах и карбонатах гор Фирсовой и Лохматой. В наиболее поздней субмеридиональной жиле амазонитового пегматита копи № 59 выявлены четыре секущие друг друга разноориентированные зоны «бластомилонитов». Минеральные агрегаты, испытавшие реологическое состояние, по нашему мнению, точнее называть «реологитами», а не «бластомилонитами», поскольку термин «бластез» морфологически не определен, а термин «милонит» предполагает тонкое механическое дробление. В реологитах нередко пластические деформации прошли без тонкого дробления, а перекристаллизация пластически деформированных индивидов приводит к более мелкозернистой структуре, чем исходный минеральный агрегат (рис. 12).

Пегматиты Ильменских гор – природный музей синтаксии и эпитакии минералов. Самыми классическими синтаксическими срастаниями является кварц-полевошпатовая «графика». Замечательны «солнечные» полевые шпаты, нефелины и канкриниты. Описаны ориентированные срастания разных полевых шпатов (синтаксические пертиты,

которые часто неверно относят к перекристаллизационным или метасоматическим), мусковита и биотита, амфибола и пироксена, биотита, пироксена и амфибола, лейхтенбергита и клинохлора, берилла и кордиерита, самарскита и колумбита и многих других. Диагностика синтаксии слюд, амфиболов и пироксенов (рис. 13), в отличие от метасоматических и распадковых соотношений, представляется весьма важным наблюдением для моделирования процессов минералообразования (рис. 14).

Телескопирование продуктов разных процессов характерно для пегматитов, подобно другим сложным минеральным телам. Совмещение ранних гранитных пегматитов с сиенит-пегматитами, сиенит-пегматитов с миаскит-пегматитами, щелочных гранит-пегматитов с амазонитовыми пегматитами не является редкостью в пегматитовых полях Ильменских гор. По пересечениям гранитов и гранитных пегматитов Кисегачского массива полевошпатовыми жилами, связанными со щелочным массивом, устанавливается более раннее формирование гранитов по сравнению с миаскитами. Разновозрастные пегматиты отличаются не только строением жил и наличием своеобразной акцессорной минерализации, но и составом некоторых характерных минералов. В пространстве пегматитового тела могут совмещаться не только продукты длительного пегматитового процесса, развивающегося в жильном поле, но и продукты более поздних процессов – грейзенизации, березитизации, аргиллизации, гипергенеза, интенсивность которых в Ильменских горах обычно мала.

Что касается источника расплавов-растворов в модели А.Е. Ферсмана, то этот вопрос следует отнести в «поле неопределенности». В ранних моделях метаморфизм горных пород связывали с интрузивными телами. В настоящее время более реальными кажутся модели, где метаморфизм и магматизм являются комплементарными (дополнительными до единого целого) явлениями в общем потоке тепла и масс. Конечно, нет данных о масштабах колонны тепломассопереноса (которая могла породить разные расплавы и флюиды), о ее структуре (зональности), количественных соотношениях магм (расплавов-растворов), (водных) растворов, газов и о многих других параметрах систем. Обнаруженные В.А. Симоновым (1978) в нефелине миаскитовых пегматитов многофазовые включения расплава-рассола гомогенизируются при 670–730 °С, расчетное давление при минералообразовании 2.5–3.3 кбар с резким падением до

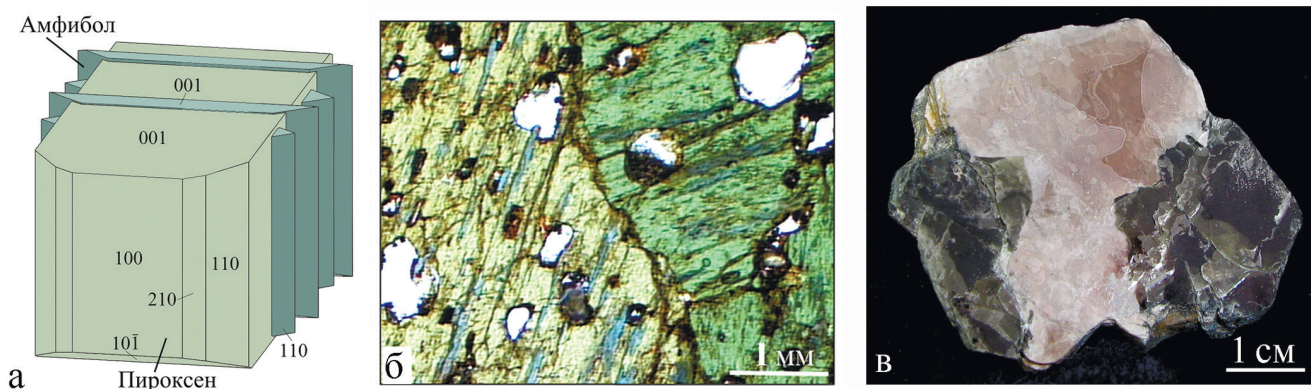


Рис. 13. Синтаксические сростания амфибола с пироксеном (а, б) и мусковита (розоватый) с биотитом (зелено-вато-серый) (в):

а – кристаллографическая модель; б – шлиф, без анализатора; в – штуф (спайность по {001} непрерывно прослеживается из одного минерала в другой).

Fig. 13. Syntactic intergrowths of amphibole with pyroxene (а, б) and muscovite (pinkish) with biotite (greenish gray) (в):

а – crystallographic model; б – thin section, without analyzer; в – hand specimen (cleavage after {001} is continuously traced from one mineral to another).

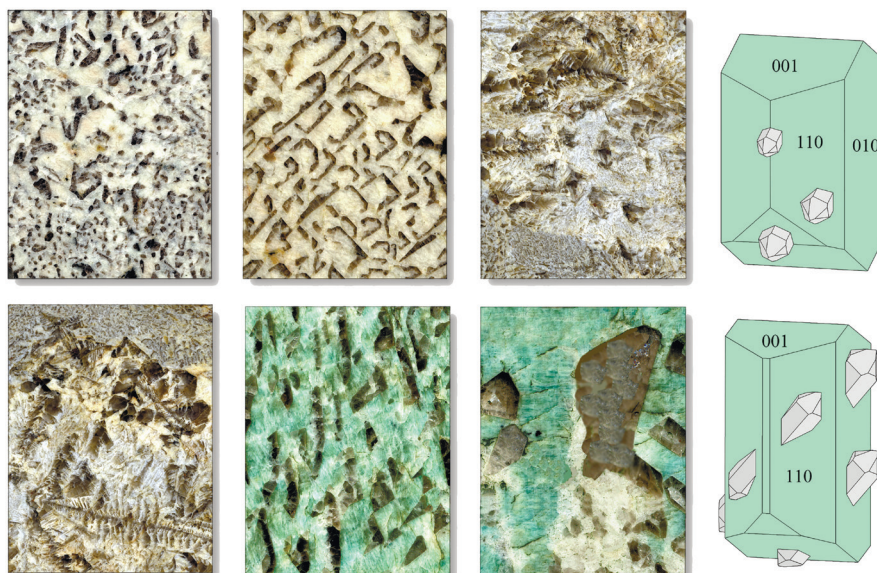


Рис. 14. Синтаксия кварца с полевыми шпатами:

слева – разнообразие структур синтаксических сростаний в плоском сечении; справа – объёмные модели разных кристаллографических законов сростаний.

Fig. 14. Syntaxy of quartz with feldspar:

on the left – a variety of structures of syntactic intergrowths in thin section; on the right – 3D models of various crystallographic laws of intergrowths.

1–1.3 кбар при трещинообразовании; в составе газовой фазы включений определены  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$ ,  $HCl$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $H_2$ ,  $N$  в переменном количестве. По совокупности имевшихся в начале XX века данных А.Е. Ферсман (1940) полагал, что более ранние высокотемпературные графические зоны пегматитов формировались при температурах  $\sim 700$  °С,

промежуточные зоны – 600 °С, центральные относительно низкотемпературные графические зоны – 500 °С. Близкие к названным интервалы температур определены методом гомогенизации расплавных включений (665–600 °С) в кварце из графических амзонитовых зон пегматитов (устное сообщение О.Н. Косухина).

### Акцессорные минералы пегматитов

Из 340 минералов, установленных к настоящему времени в пегматитах Ильменских гор, преобладают силикаты и алюмосиликаты (~ 50 %) и оксиды (~ 25 %); карбонаты, фосфаты, сульфаты, ванадаты и молибдаты в сумме составляют ~ 10 %; другие классы (сульфиды, самородные и др.) – единичны. Породообразующие минералы гранитных пегматитов – кварц и полевые шпаты; сиенитовых – полевые шпаты, слюды, пироксены, амфиболы и нефелин; в некоторых типах пегматитов к породообразующим можно отнести либо корунд, либо ильменит, либо биотит и Са-Mg-карбонаты. Практически все эти минералы в разных пегматитовых телах (гранитных, сиенитовых, ультрамафитовых, карбонатитовых, слюдитовых) встречаются в роли акцессорных (т. е. их объем менее 1–5 %).

### Примеры распределения акцессорных минералов в пегматитовых телах

**Циркон.** Морфологические наблюдения размещения индивидов циркона в телах вмещающих пород и пегматитов производятся редко вследствие малой заметности их при макронаблюдениях. Если в шлихах из коры выветривания или искусственных протолочках отмечаются цирконы разной формы и цвета, всегда возникает вопрос об их относительном возрасте в сложном минеральном теле. Поскольку в шлихах и протолочках пространственные связи между минералами разрушены, решить вопрос о генерациях циркона весьма сложно. История исследований акцессорных минералов изобилует множеством примеров частичного решения вопроса об их генерациях в сложных телах, но полноты и надежности либо нет, либо вопрос о полноте не ставится. В пегматитах Ильменских гор проблема генераций минералов также не решена, но некоторые фрагменты онтогенеза намечены на основе имеющейся неполной информации.

В Блюмовской копи № 50 известен Академический ход, вскрывающий жилу амазонитового гранитного пегматита в поперечном сечении (рис. 15). Последовательность образования пегматитовых зон, сложенных породообразующими минералами, выстраивается вполне проверяемо. Циркон представлен мелкими редкими выделениями и в Академическом ходе макроскопически не отмечался. В отвалах его можно найти при просмотре образ-

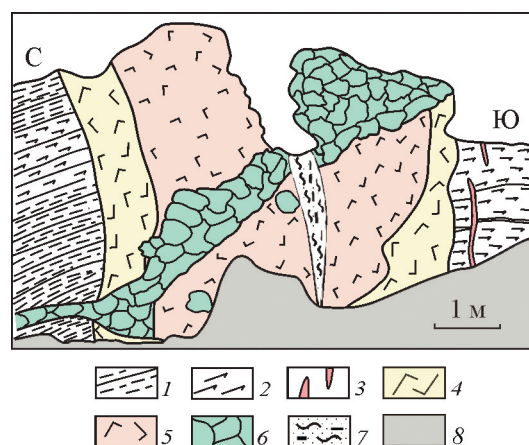


Рис. 15. Схема строения жилы амазонитового гранитного пегматита в разрезе по Академическому ходу в Блюмовской копи по (Поляков, 1982).

1 – гнейс; 2 – амфиболит; 3 – древний гранитный пегматит; 4 – ранняя крупнографическая зона пегматитовой жилы; 5 – мелкографическая зона пегматитовой жилы; 6 – блоковый амазонитовый пегматит с топазом и бериллом; 7 – пластически деформированный кварц-альбитовый агрегат с самарскитом; 8 – почва.

Fig. 15. Schematic structure of vein of amazonite granitic pegmatite in section of Akademichesky course in the Blyum pit after (Polyakov, 1982).

1 – gneiss; 2 – amphibolite; 3 – ancient granite pegmatite; 4 – early coarse-graphic zone of pegmatite vein; 5 – small-graphic zone of pegmatite vein; 6 – block amazonite pegmatite with topaz and beryl; 7 – plastically deformed quartz-albite aggregate with samarskite; 8 – soil.

цов под бинокляром. Неполный набор находок (наблюдения 70–80 гг. прошлого столетия) позволяет говорить минимум о четырех генерациях циркона (рис. 16). Две ранние генерации отличаются изометричным обликом, две поздние – столбчатым. Последний циркон имеет зеленый цвет и обладает «радиоактивным» двориком.

Поздний длиннопризматический циркон в Блюмовской копи был задокументирован в 1958 г. А.Г. Жабиным (рис. 17) в уникальном образце, в котором наблюдались индукционные поверхности одновременного роста между биотитом, полевым шпатом, гранатом, самарскитом, колумбитом, магнетитом, монацитом, цирконом и мусковитом. Генетическая интерпретация подобных образцов привела многих исследователей пегматитов к неправильной модели метасоматического образования акцессорных минералов. Это якобы следовало из того, что они синхронны с биотитом, а биотит (особенно – мечевидный) считался идиоморфным по отношению к кварцу и калиевому полево-

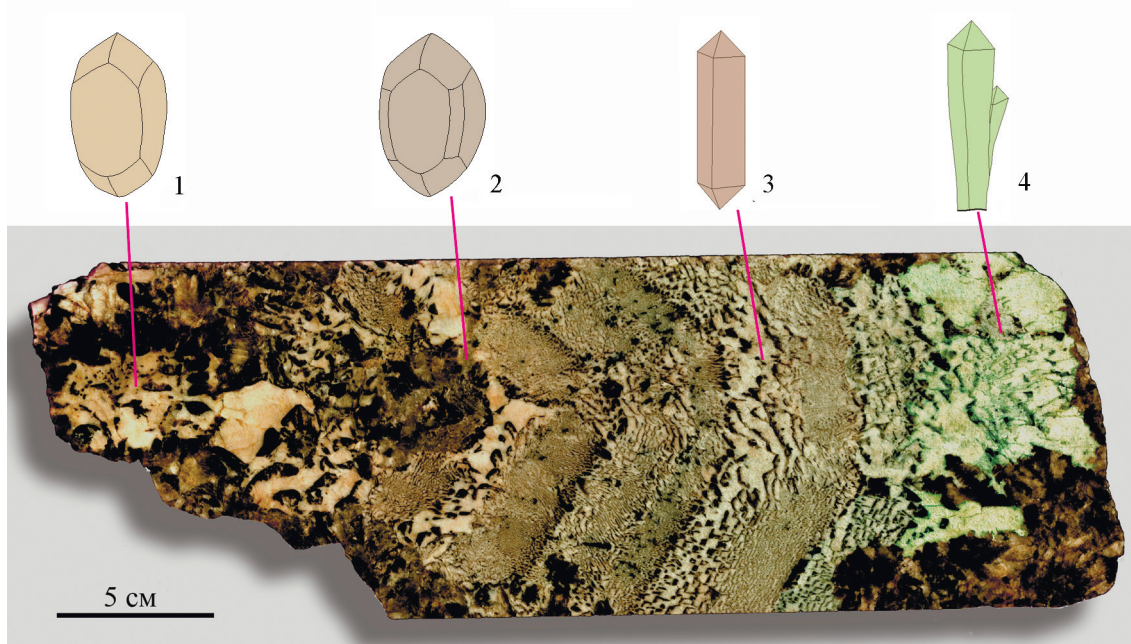


Рис. 16. Последовательные генерации циркона в гигантском индивиде калиевого полевого шпата с зонами кварцевой «графики» из копи № 59.

Fig. 16. Successive generations of zircon in a giant individual of K-feldspar with zones of quartz graphics from pit no. 59.

шпату и, следовательно, по этим представлениям являлся метакристаллом. Соответственно, если биотит является метакристаллом, то и синхронные с ним минералы – метасоматические. Ошибка заключалась в неправильной диагностике генетического типа поверхностей индивидов биотита. Его кристаллы имеют два типа поверхностей – индукционную и идиоморфную (в конце роста). На рисунке 17 показано несколько минералов, имеющих два типа поверхностей (гранат, самарскит, монацит, рис. 18). Ошибки в интерпретации типов поверхностей на кристаллах привели многих исследователей к убеждению, что в пегматитах абсолютно преобладают акцессорные минералы метасоматического генезиса (Успенский, 1965).

Еще одна сложность заключается в применении уран-свинцового метода для определения «абсолютного» возраста минералов, выросших в свинецсодержащих средах. В Блюмовской копи встречаются парагенезисы циркона и монацита с амазонитом и галенитом (между минералами наблюдаются индукционные поверхности одновременного роста). Свинец входит в состав галенита и амазонита, в котором образует центры зеленой окраски. Следует ожидать, что свинец мог войти в каком-то количестве в кристаллическую решетку циркона и

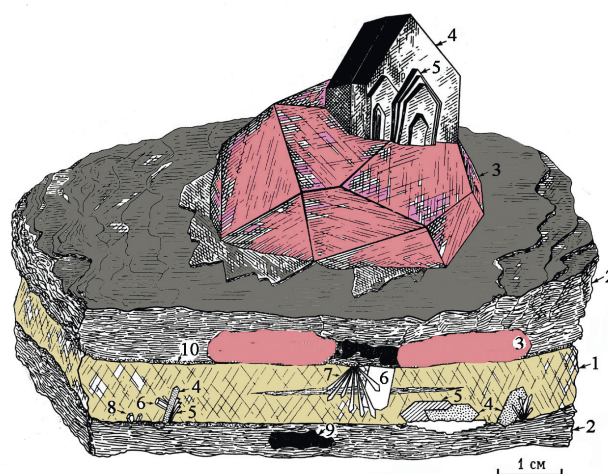


Рис. 17. Акцессорные минералы в крупном сростке калиевого полевого шпата с расщепленным биотитом из Блюмовской копи.

1 – калишпат; 2 – биотит; 3 – гранат; 4 – самарскит; 5 – колумбит; 6 – монацит; 7 – циркон (циртолит); 8 – циркон (малакон); 9 – магнетит; 10 – мусковит. Рисунок А.Г. Жабина 1958 г., цвет добавлен В.А. Поповым.

Fig. 17. Accessory minerals in a large intergrowth of K-feldspar with split biotite from Blyumovskaya pit.

1 – calishpate; 2 – biotite; 3 – garnet; 4 – samarskite; 5 – columbite; 6 – monazite; 7 – zircon (cirtolite); 8 – zircon (malacone); 9 – magnetite; 10 – muscovite. Sketch by A.G. Zhabin of 1958; color is added by V.A. Popov.

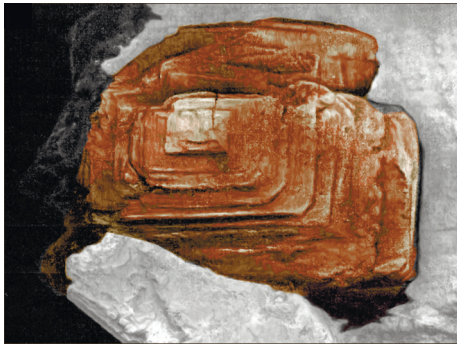


Рис. 18. Индукционная поверхность на монаците в кварце из Блюмовской копи.

Фото А.Г. Жабина, цвет добавлен В.И. Поповой.

Fig. 18. Compromise growth surface on monazite in quartz from Blyum pit.

Photo by A.G. Zhabin; color is added by V.I. Popova.

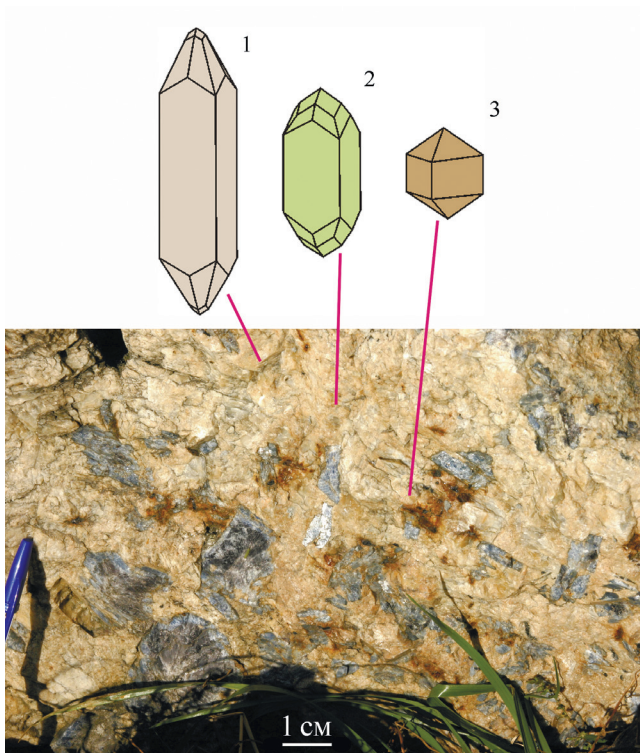


Рис. 20. Генерации циркона в корунд-полевошпатовом агрегате копи № 298 (по данным В.Ф. Жданова и В.О. Полякова).

Fig. 20. Zircon generations in corundum-feldspar aggregate of pit 298 (according to materials of V.F. Zhdanov and V.O. Polyakov).

монацита при их совместном росте с амазонитом и галенитом. Если это так, то использование уравнения распада урана для моделирования «абсолютного» возраста минералов может существенно измениться.

Другой пример с генерациями циркона относится к корунд-полевошпатовой пегматитовой



Рис. 19. Глыба корунд-полевошпатового пегматита из копи № 298.

Fig. 19. Block of corundum-feldspar pegmatite from pit no. 298.

жиле копи № 298. В этой жиле в центральной части концентрация корундовых кристаллов величиной до 15 см достигает иногда 50 % объема (рис. 19). Корунд большей частью кристаллизовался одновременно с полевым шпатом. В поздних зонах роста корунда часто отмечаются крупные кристаллы синхронных с ним колумбита (до 15 мм), самарскита (до 60 мм) и монацита (до 25 мм). Цирконы отмечались в корунде и синхронном с корундом полевым шпате. Цирконы имеют разный габитус и цвет. По относительному возрасту они расположились в порядок от ранних частей индивидов полевого шпата и корунда к поздним (схема на рис. 20). Габитус циркона менялся во времени от длинно- к короткопризматическому, а форма корунда изменялась от короткопризматического к таблитчатому, что может соответствовать некоторому увеличению щелочности среды кристаллизации к концу процесса в пегматитовой жиле (Попов, 2011).

**Берилл.** В гранитных пегматитах Ильменских гор аксессуарный берилл отмечался нередко, но иногда встречались «занорышевые» участки с высокой концентрацией этого минерала. В разное время демонстрировались крупные аквамарины среди гигантзернистого кварца (рис. 21а, копь № 90), кристаллы зеленовато-желтого берилла величиной до 60 см в полости жилы копи № 232. Показательны скопления аквамарина по периферии полости, в которую позднее внедрился гранит-аплит: в некоторых сечениях агрегата создается впечатление, что кристаллы берилла полностью погружены в аплитовую массу (копь № 242, рис. 21б). Во всех случаях основания кристаллов берилла имеют ин-

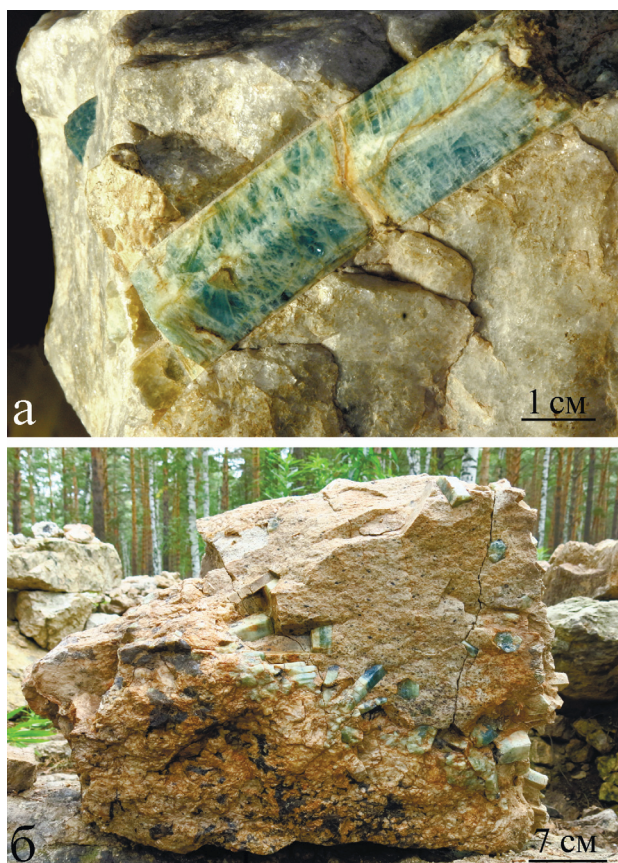


Рис. 21. Берилл (аквамарин) в ядерном кварце копи № 90 (а) и аплитовидном агрегате копи № 242 (б).

Fig. 21. Beryl (aquamarine) in a nuclear quartz of pit no. 90 (a) and aplite aggregate of pit no. 242 (b).

дукционную поверхность одновременного роста с кварцем и полевым шпатом, в то время как средняя часть и головки кристаллов имеют идиоморфную поверхность. Следовательно, их рост закончился, а вмещающие минералы продолжали расти (иногда с перерывом). Берилл, таким образом, остается акцессорным минералом при расчете на весь объем пегматитовой жилы, но в локальном участке он становится породообразующим минералом.

**Графит.** В пегматитовых телах (гранитных, сиенитовых, карбонатитовых) акцессорный графит встречается сравнительно редко, выделения его мелкие (до 3–5 мм). В процессе картирования зафиксированы метасоматические зоны графитизации (копи №№ 120 и 210), которые пересекают и пегматитовые жилы, и вмещающие породы. В пегматитовой жиле копи № 14 наблюдались крупные скопления графита, синхронные с кварцем и полевым шпатом, в верхней части бывшей на момент формирования пегматитового тела полости вследствие всплытия его в расплаве-растворе благодаря малой плотности. Как любые другие минералы, графит в Ильменских горах встречается в кристаллах разного облика (пластинчатый, изометричный, столбчатый), есть двойники, расщепленные и блочные индивиды, сферокристаллы и сферолиты, отмечалась смена форм в одном зерне (рис. 22 а). Разнообразны парагенезисы графита. Наблюдались синтаксические сростки графита со слюдами по {001} (рис. 22б).

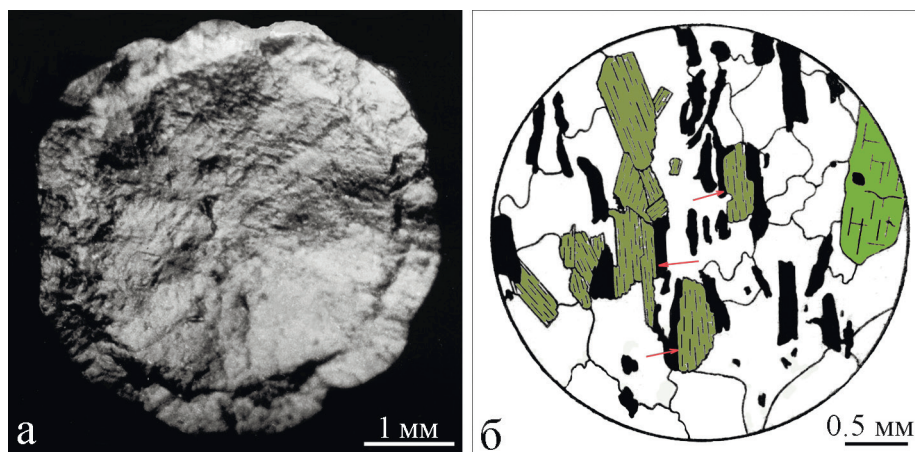


Рис. 22. Зональный кристалл графита (а, копь № 228) и синтаксический с биотитом графит Ильменских гор (б, рисунок по шлифу, копь № 14).

Черное – графит, зеленое – биотит, бесцветное – кварц.

Fig. 22. Zonal graphite crystal (a, pit no. 228) and syntactic graphite with biotite of the Ilmeny Mountains (б, sketch after thin section, pit no. 14).

Black – graphite, green – biotite, colorless – quartz.

### Некоторые замечания к методике исследования акцессорных минералов

Каменная летопись в пегматитах Ильменских гор очень сложная и частично отражает историю развития метаморфизма, гранитного и щелочного магматизма в этом блоке земной коры. Во всех типах пегматитов установлены явления гравитации и геометрического отбора от контактов внутрь пегматитовых тел, свидетельствующие о кристаллизации минералов в полостях. Жильные пегматитовые поля формировались длительно на протяжении крупных геологических отрезков времени становления магматических и метаморфических формаций. Конкретные пегматитовые тела отражают лишь часть истории развития пегматитовых полей. Полости в геологических телах возникали, очевидно, на протяжении всей истории деформаций. Все пегматитовые тела испытали многократные пластические и хрупкие деформации. Даже в наиболее поздних амазонитовых гранитных пегматитах наблюдалось до четырех систем бластомилонитов (по предложенной нами терминологии – реологитов), секущих друг друга. Все явления, установленные в пегматитовых телах, каким-то образом происходили и во вмещающих породах, где дополнительно были и другие явления, ярко не отмеченные природой в пегматитах.

Серии разновременных пегматитовых тел как бы «сшиваются» геологические блоки с разной историей (онтогенезом) и позволяют выяснить относительный возраст их через задокументированные пересечения. В то же время разброс данных «абсолютного» возраста по ильменогорским миаскитам и кисегачским гранитам не позволяет надежно определить последовательность их образования (множества перекрываются).

Акцессорные минералы в пегматитовых телах жильных полей Ильменских гор возникали на протяжении всей длительной истории их формирования (онтогенеза). Если ставить задачу моделирования условий образования сложных минеральных тел и их «абсолютного» возраста по акцессорным минералам, необходимо непременно решить сначала задачу относительного возраста всех акцессорных минералов и их генераций с вмещающими породообразующими минералами (создать модель онтогенеза).

В процессе онтогенетических наблюдений выясняется, что акцессорные минералы могут оказываться: 1) протокристаллами, 2) частично синхронными

с породообразующими и 3) метакристаллами. При частично одновременной кристаллизации акцессорного и породообразующего минерала (например, циркона в зоне роста индивида полевого шпата) необходимо изучить анатомическое устройство обоих минералов с целью определения возможности каких-либо генетических интерпретаций. Оба минерала обязательно зональны и секториальны, и условия начала и конца кристаллизации могут существенно отличаться. Конкретные значения «абсолютного» возраста акцессорного минерала никогда нельзя приписывать породному телу в целом (дайки, жиле, штоку, толще, фации, зоне), пока не выявлен онтогенез этого тела и участие изучаемого акцессорного минерала в рассмотренном онтогенезе.

Если в процессе интерпретации результатов измерения соотношений изотопов в минерале приходится прибегать к размышлениям об открытости-закрытости изотопной системы, необходимо искать морфологические признаки диффузии изотопов в анатомической картине кристалла (размытость зон и границ секторов по периферии, в полостях деформации и около трещин).

Онтогенез тел горных пород является суперпозицией онтогенеза породообразующих и акцессорных минералов и их агрегатов. В телах горных пород минералы могут быть одновременными (парагенезисы), частично одновременными и разновременными (ассоциации). В зависимости от постановки задач исследований минеральных тел (технологических или генетических) определяется необходимость специальных исследований относительного возраста минералов. В генетических построениях определение относительного времени кристаллизации совместно находящихся минералов совершенно необходимо как для физико-химического моделирования, так и для моделирования «абсолютного» возраста. При использовании акцессорных минералов в генетических построениях важно не только устанавливать признаки синхронности их с породообразующими минералами, но и регистрировать их приуроченность к определенным последовательным зонам роста более крупных индивидов породообразующих минералов. Это связано с тем, что в общем случае начало роста минералов в кристаллизационных системах отличается чем-либо от условий кристаллизации в конце, что фиксируется в зонально-секториальном строении кристаллов. Сами акцессорные минералы тоже являются неоднородными – зональными и

секториальными, и требуют адекватного исследовательского подхода.

Относительный возраст акцессорных минералов определяет методику опробования и подсчета их «запасов» в неоднородных минеральных (геологических) телах. Синхронные с породообразующими акцессорные минералы позволяют вести подсчеты в соответствии с зонами пегматитовых (или других) тел, узнаваемых по породообразующим минералам. Метасоматические акцессорные минералы размещаются в зонах трещиноватости, рассекающих пегматитовые (или другие) тела, и их количество надо определять в соответствии с телами зон трещиноватости.

### Литература

**Богомолова Л.К.** (1961) Жильное поле Ильменских гор. Путеводитель экскурсии Вишневые горы – Карабаш – Ильменские горы. Свердловск, 42–53.

**Григорьев Д.П.** (1971) О законах анатомии кристаллов. *Кристаллография*, **16**(6), 1226–1229.

**Заварицкий А.Н.** (1944) Основной вопрос физической химии процесса образования пегматитов. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, **5**, 12–40.

**Крыжановский В.И.** (1949) История изучения Ильменских гор / Минералы Ильменского заповедника. М.–Л., 7–76.

**Поляков В.О.** (1982) Минералогия и генезис амазонитовых пегматитов Ильменских гор. *Дисс. канд. г.-м. н.* Миасс; ИГЗ, 287 с.

**Попов В.А.** (2011) Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, УрО РАН, 167 с.

**Попова В.И., Попов В.А., Поляков В.О., Щербатова Е.П.** (1982) Пегматиты Ильменских гор. Свердловск, УНЦ АН СССР, 48 с.

**Симонов В.А.** (1978) Условия кристаллизации разноцветных нефелинов в миаскит-пегматите копи 115 Ильменского заповедника / Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 91–96.

**Успенский Н.М.** (1965) Негранитные пегматиты. М., Недра, 320 с.

**Фекличев В.Г.** (1981) О явлениях растворения акцессорного берилла в миаролоносных гранитных пегматитах Урала / Минералогические исследования в Ильменском заповеднике. Свердловск, УНЦ АН СССР, 45–62.

**Ферсман А.Е.** (1940) Пегматиты. Гранитные пегматиты. М.–Л.: Изд. АН, 712 с.

### References

**Bogomolova L.K.** (1961) [Vein field of the Ilmeny Mountains]. In: *[A guidebook of field trip Vishnevy Mountains – Karabash–Ilmeny Mountains]*. Putevoditel' Vishnevye gory – Karabash\_Ilmeny gory. Sverdlovsk, 42–53. (in Russian)

**Feklichev V.G.** (1981) [Phenomenon of dissolution of accessory beryl in miarol-bearing granitic pegmatites of the Urals]. In: *[Mineralogical studies in the Ilmeny Reserve]*. Mineralogicheskie issledovaniya v Il'menskom zapovednike. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 45–62. (in Russian)

**Fersman A.E.** (1940) [Pegmatites. Granitic pegmatites]. Moscow–Leningrad, 712 p. (in Russian)

**Grigoriev D.P.** (1971) [Laws of crystal anatomy]. *Kristallografiya [Crystallography]*, **16**(6), 1226–1229. (in Russian)

**Kryzhanovskiy V.I.** (1949) [History of study of the Ilmeny Mountains]. In: *[Minerals of the Ilmeny Reserve]*. Mineraly Ilmenskogo zapovednika/ Moscow–Leningrad, 7–76. (in Russian)

**Polyakov V.O.** (1982) [Mineralogy and genesis of amazonite pegmatites of the Ilmeny Mountains]. *Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences*. Miass, 287 p. (in Russian)

**Popov V.A.** (2011) [Practical genetic mineralogy]. Ekaterinburg, UrO RAN, 167 p. (in Russian)

**Popova V.I., Popov V.A., Polyakov V.O., Shcherbakova E.P.** (1982) [Pegmatites of the Ilmeny Mountains]. Sverdlovsk, UNTs An SSSR, 48 p. (in Russian)

**Simonov V.A.** (1978) [Conditions of crystallization of multi-colored nephelins in miaskite-pegmatite of the Pit No. 115 in Ilmeny Reserve]. In: *[Research on Mineralogy and Geochemistry of the Urals]*. Issledovaniya po mineralogii i geohimii Urala. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 91–96. (in Russian)

**Uspenskiy N.M.** (1965) [Nongranitic pegmatite]. Moscow, Nedra, 320 p. (in Russian)

**Zavaritskiy A.N.** (1944) A[ main issue in physical chemistry of formation of pegmatites]. *Izvestiya AN SSSR, ser. geol.*, **5**, 12–40. (in Russian)



УДК 551.263.038/552.1:543:549

DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-3

**ПОЗДНЕДЕВОНСКИЙ САХАРИНСКИЙ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫЙ  
КОМПЛЕКС (ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ):  
ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ  
ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ**

**Т.Н. Сурин**

*Всероссийский научно-исследовательский институт имени академика А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),  
Средний проспект В.О. 74, г. Санкт-Петербург, 199106 Россия; Timofey\_Surin@vsegei.ru, SurinTimofey@gmail.com*

Статья поступила в редакцию 11.01.2021 г., принята к печати 27.02.2021 г.

**LATE-DEVONIAN SAKHARA DUNITE-CLINOPIROXENITE-GABBRO COMPLEX  
(EAST MAGNITOGORSK ZONE, SOUTH URALS): PETROLOGICAL-MINERALOGICAL  
FEATURES AND GEODYNAMIC SETTING**

**T.N. Surin**

*Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Sredniy pr. 74, St. Petersburg 199106 Russia;  
Timofey\_Surin@vsegei.ru, SurinTimofey@gmail.com*

Received 11.01.2021, accepted 11.01.2021

**Аннотация.** Актуальность работы определяется необходимостью регионального анализа магматической эволюции Восточно-Магнитогорского пояса региона и уточнения представлений о геодинамике развития Южного Урала. В статье охарактеризованы геология, петрохимические и минералогические особенности сахаринского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса на Южном Урале. Обоснован его позднефранский возраст. Определен состав оливинов, клинопироксенов и хромшпинелидов в породах комплекса. Обоснована реститовая природа дунитов. Показано, что породы комплекса являются аналогами таковых Платиноносного пояса Урала и относятся к Урало-Аляскинскому типу. Сделан вывод о формировании комплекса в островодужной геодинамической обстановке, причем его становление знаменует собой начало стадии зрелой островной дуги. Расположение массивов комплекса является дополнительным аргументом в пользу западного падения (в современных координатах) палеозоны субдукции в момент его формирования. Ведущим механизмом петрогенезиса для него являлась кристаллизационная дифференциация.

**Ключевые слова:** сахаринский комплекс, петрология, минералогия, зрелая островная дуга, кристаллизационная дифференциация.

**Abstract.** The relevance of the work is caused by necessary regional analysis of magmatic evolution of the East Magnitogorsk belt and refinement of ideas on geodynamics of the South Urals. The geology and petrochemical-mineralogical features of the Sakhara dunite-clinopyroxenite-gabbro complex in the South Urals are characterized in the paper. Its late Frasnian age is substantiated. The composition of olivine, clinopyroxene and chromite in rocks of the complex are determined. The restite nature of dunites is proved. It is shown that rocks of the complex are similar to those of the Urals platinum belt and belong to Ural-Alaskan type. It is concluded that the complex formed in island-arc geodynamic setting and in the beginning of the formation of a mature island arc. The location of massifs of the complex is an additional argument in favor of a western dip (in the present-day coordinates) of a subduction paleozone at the moment of its formation. Crystallization differentiation was a leading mechanism of petrogenesis of rocks of the complex.

**Keywords:** Sakhara complex, petrology, mineralogy, mature island arc, crystallization differentiation.

**Для цитирования:** Сурин Т.Н. Позднедевонский сахаринский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал): петролого-минералогические особенности и геодинамическая обстановка формирования. Минералогия, 7(1), 40–53. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-3.

**For citation:** Surin T.N. Late-devonian sakhara dunite-clinopyroxenite-gabbro complex (East Magnitogorsk zone, South Urals): petrological-mineralogical features and geodynamic setting *Mineralogy*, 7(1), 40–53. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-3.

## Введение

Восточно-Магнитогорская зона представляет собой восточную ветвь Магнитогорской мегазоны (рис. 1), отождествляемой многими исследователями с палеовулканическим поясом, являющимся одним из крупнейших субмеридиональных поясов Южного Урала и локализованным в северной части Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Последняя прошла через долгую сложную историю развития, в котором выделяется три отчетливо выраженных этапа (Сурин, Мосейчук, 1995): первый – субокеанический (или окраинного моря, ордовик–силур до раннего девона включительно), второй – собственно островодужный (средний девон–ранний карбон) и третий – коллизионно-аккреционный, завершивший тектоническое развитие региона (средний карбон–пермь). Дальнейшее развитие проходило в субплатформенном режиме. Позднее эти представления были конкретизированы В.Н. Пучковым (2000).

В восточной части указанной зоны известны отдельные интрузии дунит-клинопироксенит-габбрового состава, объединяемые в позднедевонский сахаринский комплекс, с которыми связаны небольшие месторождения титаномагнетитовых руд (Мосейчук и др., 2013). Эти массивы до настоящего времени остаются слабо изученными; об их строении и составе имеются отдельные, весьма фрагментарные сведения в опубликованной литературе (Замига, 1969; Иванов, 1997; Сурин, 2000), в последней сводке по габбро-гипербазитовому магматизму Южного Урала они только упоминаются (Савельев и др., 2008). Между тем изучение их состава и выявление механизма петрогенезиса, а также реконструкция геодинамической обстановки формирования весьма важны для регионального анализа магматической эволюции региона и уточнения представлений о геодинамике развития всего Урала (не только Южного). Автор в течение ряда лет изучал их при проведении геолого-съёмочных работ на территории Восточно-Магнитогорской зоны, и полученные результаты излагаются ниже.

## Геолого-петрографическая и петрохимическая характеристика пород сахаринского комплекса

Сахаринский комплекс объединяет породы дунит-клинопироксенит-габбровой формации, образующие ряд массивов в крайней восточной Гумбейской подзоне Восточно-Магнитогорской зоны (рис. 1). Часто они залегают в серпентинитовом меланже среди раннедевонских альпинотипных гипербазитов бриентского комплекса, прорывая их (например, Амамбайский массив и восточная часть Сахаринского массива), но нередко окружены со всех сторон блоками среднедевонских вулканитов. В этом плане показателен Сахаринский массив (рис. 2). Это гигантская пластина, имеющая форму «чемодана» и размеры 16 × 6 км на поверхности. Он локализован, в основном, среди среднедевонских вулканитов гумбейской толщи, прорывая их, но признаки экзоконтактового термального воздействия развиты неравномерно, что может свидетельствовать о внедрении массива в твердом, но горячем состоянии. Четкие ограничения массива особенно наглядно проявлены на детальном геофизическом картах. В составе комплекса выделяются две фазы. Первая представлена изолированными телами интенсивно серпентинизированных дунитов с реликтовой сидеронитовой структурой и, в резко подчиненном количестве, перидотитов. Среди последних отмечаются оливиниты и верлиты. Породы второй фазы, слагающие большую часть объема массива, представлены оливин- и амфиболсодержащими габбро, клинопироксенитами, гораздо реже лейкократовыми габбро. Клинопироксениты иногда амфиболлизированы вплоть до образования мономинеральных горнблендитов. Вторая фаза сопровождается комагматичной дайковой серией. Важно отметить, что наличие дунитов и перидотитов в массивах комплекса не является их обязательной характеристикой, нередко они и вовсе отсутствуют (массив Стоячий Камень и ряд других). В крупных массивах гипербазиты составляют не более 10 % их объема. В двух случаях установлено (Сахаринский и Амамбайский массивы), что породы сахаринского комплекса прорываются фаменскими монцодиоритами и кварцевыми сиенитами верхнеуральского комплекса (Мосейчук и др., 2013), на основании

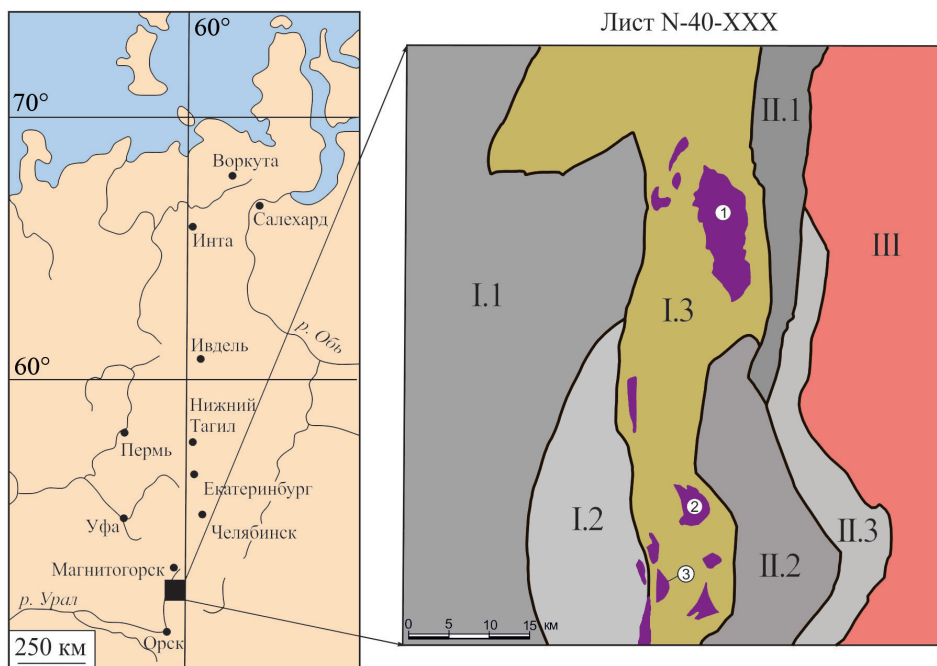


Рис. 1. Положение массивов сахаринского комплекса в региональных структурах Южного Урала (в пределах листа N-40-XXX), по (Мосейчук и др., 2013), с упрощениями.

Фиолетовое – массивы сахаринского комплекса. Цифрами в кружках обозначены наиболее типичные массивы: 1 – Сахаринский, 2 – Амамбайский, 3 – Стоячий Камень. Структурно-формационные зоны подзоны: I – Восточно-Магнитогорская (I.1 – Магнитогорская, I.2 – Кипчакская, I.3 – Гумбейская), II – Уйско-Новооренбургская (II.1 – Уйская, II.2 – Полоцко-Аркаимская, II.3 – Амурская), III – Кочкарско-Адамовская.

Fig. 1. Position of massifs of the Sakhara complex in regional structures of the South Urals (sheet N-40-XXX), simplified after (Moseychuk et al., 2013).

Violet – massifs of the Sakhara complex. Numbers in circles indicate the most typical massifs: 1 – Sakhara, 2 – Amambayka, 3 – Stoyachy Kamen. Lithostructural zones and subzones: I – East Magnitogorsk (I.1 – Magnitogorsk, I.2 – Kipchak, I.3 – Gumbeyka), II – Uy-Novooorenburg (II.1 – Uy, II.2 – Polotsk-Arkaim, II.3 – Amur), III – Kochkar-Adamovskaya.

чего некоторые геологи всю совокупность наблюдаемых в крупных массивах пород (от дунитов до кварцевых сиенитов и лейкогранитов) объединяют в единый субщелочной комплекс сложного состава. По нашему мнению, это не оправдано, поскольку во множестве массивов (более мелких по сравнению с названными) монцодиориты и сиениты не установлены.

Возраст пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации на Южном Урале ранее считался среднедевонским. Однако в нашем случае возраст сахаринского комплекса устанавливается по геологическим данным. Так, габброиды сахаринского комплекса прорывают вулканиты и вулканогенно-осадочные породы гумбейской эйфельско-живетско-раннефранской вулcano-плутонической ассоциации, а сами, в свою очередь, прорываются фаменским габбро-сиенитовым верхнеуральским комплексом, следовательно, наиболее правильным представляется определить возраст характеризу-

емого комплекса как позднефранский (Сурин, 2000). Это недавно подтверждено находками в дунитах Сахаринского массива цирконов магматического облика с изотопным U-Pb возрастом 378–374 млн лет (Ферштатер и др., 2012).

Преобладающим развитием в комплексе пользуются габбро, значительную часть составляют клинопироксениты и верлиты, которые иногда переходят в оливиниты. Эти породы образуют практически непрерывную петрографическую серию через промежуточные разновидности (оливиновые клинопироксениты, меланогаббро). Оливиниты выделяются предположительно. К ним отнесены почти нацело серпентинизированные породы с небольшим (до 5%) содержанием клинопироксена. Верлиты по соотношению оливина (замещенного в основном лизардитом, хризотилом, иддингситом) и клинопироксена образуют непрерывный ряд от оливинитов до оливиновых клинопироксенитов. Нередко в них много титаномагнетита. Оливиновые клинопирок-

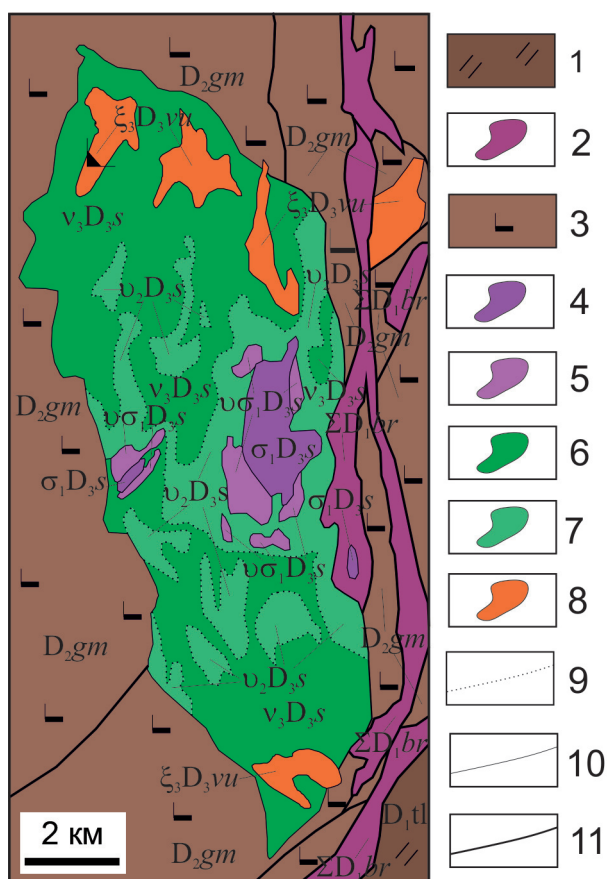


Рис. 2. Геологическая карта Сахаринского массива, с изменениями и упрощениями по (Мосейчук и др., 2013).

1 – раннедевонские аповулканогенные сланцы и метасилициты тюлькубайской толщи ( $D_1tl$ ); 2 – раннедевонские аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты бриентского комплекса ( $\Sigma D_1br$ ); 3 – среднедевонские базальты и андезибазальты гумбейской толщи ( $D_2gm$ ); 4–7 – породы сахаринского комплекса: 4, 5 – первая фаза: 4 – серпентинизированные дуниты ( $\sigma_1D_3s$ ), 5 – оливиниты, верлиты ( $\sigma v_1D_3s$ ); 6, 7 – вторая фаза: 6 – клинопироксениты, титаномagnetитовые клинопироксениты, меланократовые титаномagnetитовые габбро ( $v_2D_3s$ ), 7 – меланократовое габбро, реже лейкогаббро ( $v_2D_3s$ ); 8 – позднедевонские монцодиориты и кварцевые сиениты верхнеуральского комплекса ( $\xi_3D_3vu$ ); 9 – фациальные границы; 10 – геологические границы; 11 – тектонические нарушения.

Fig. 2. Geological map of the Sakhara massif, modified and simplified after (Moseychuk et al., 2013).

1 – Early Devonian shale and metasilicite after volcanic rocks of the Tyulkubay Sequence; 2 – Early Devonian serpentinite after dunite and harzburgite of the Brient complex; 3 – Middle Devonian basalt and basalticandesite of the Gumbeyskaya Sequence; 4–7 – rocks of the Sakhara complex: 4, 5 – first phase: 4 – serpentinitized dunite, 5 – olivinite, wehrlite; 6, 7 – second phase: 6 – clinopyroxenite, titanomagnetite clinopyroxenites, melanocratic titanomagnetite gabbro, 7 – melanocratic gabbro, rare leucogabbro; 8 – Late Devonian monzodiorite and quartz syenite of the Verkhneuralsk complex; 9 – facial boundaries; 10 – geological boundaries; 11 – faults.

Таблица 1

Средние химические составы пород сахаринского комплекса

Table 1

Average chemical compositions of rocks of the Sakhara complex

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9
N	18	4	3	10	2	4	7	9	1
SiO <sub>2</sub>	40.51	43.65	43.37	51.00	43.13	43.26	48.23	48.01	43.05
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.22	0.12	0.31	1.30	1.18	0.58	0.89	1.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.08	1.52	1.82	2.59	7.07	5.39	11.0	16.06	20.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.16	7.45	8.71	4.40	13.03	11.01	4.95	5.30	5.09
FeO	3.67	5.91	3.70	3.47	5.98	7.38	6.26	6.46	7.58
MnO	0.14	0.17	0.17	0.11	0.12	0.17	0.15	0.14	0.07
MgO	48.02	32.92	40.23	18.98	13.37	14.6	13.66	7.19	6.65
CaO	0.17	7.76	1.56	18.4	14.68	16.15	13.37	12.18	12.51
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.27	0.15	0.56	0.89	0.50	1.32	3.08	1.93
K <sub>2</sub> O	0.06	0.12	0.16	0.18	0.43	0.36	0.47	0.68	0.98

Примечание. 1 – аподунитовый серпентинит; 2 – верлит; 3 – клинопироксенсодержащий оливинит; 4 – клинопироксенит, 5 – титаномagnetитовый клинопироксенит; 6 – меланократовое титаномagnetитовое габбро; 7 – меланократовое габбро; 8 – габбро; 9 – лейкогаббро. N – количество анализов. Химические анализы выполнены в лаборатории ОАО «Челябинскгеосъёмка»; пересчитано на сухой остаток.

Note. 1 – serpentinite after dunite; 2 – wehrlite; 3 – clinopyroxene-bearing olivinite; 4 – clinopyroxenite; 5 – titanomagnetite clinopyroxenite; 6 – melanocratic titanomagnetite gabbro; 7 – melanocratic gabbro; 8 – gabbro; 9 – leucogabbro. N – number of analyses. The chemical composition is analyzed in the Laboratory of ОАО «Chelyabinskgeos'emka». The analyses are recalculated to dry residue.

сениты имеют промежуточный состав между клинопироксенитами и верлитами, залегая совместно как с теми, так и другими. Количество оливина в них колеблется от 5 до 30 %. Часто в них также много титаномагнетита. Клинопироксениты состоят в основном из диопсида переменной железистости с низкими содержаниями  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  (см. ниже). Часто в них много титаномагнетита, хотя нередко его почти нет. Наибольшим распространением в комплексе пользуются меланократовые габбро, которые изредка переходят в плагиоклазовые клинопироксениты. Соотношение плагиоклаза и клинопироксена в меланократовых габбро сильно варьирует при преобладании второго, содержание которого достигает 70–80 %. Иногда в этих габброидах также резко повышено содержание титаномагнетита. Достаточно редкие лейкократовые габбро обогащены основным плагиоклазом. В тех случаях, когда породы сахаринского комплекса прорываются более поздними по времени субщелочными образованиями (см. выше), в габброидах и клинопироксенитах отмечается интенсивная биотитизация, сопровождаемая заметным ростом концентрации в них  $K_2O$ , что свидетельствует о контактово-метасоматическом воздействии на них фаменской габбро-кварцево-сиенитовой серии верхнеуральского комплекса (Мосейчук и др., 2013).

Средние химические составы выделенных групп пород приведены в табл. 1. Следует отметить, что как геологическое строение массивов сахаринского комплекса, так и сам набор слагающих их пород, а также их общий химизм обнаруживают поразительное сходство с образованиями знаменитого Платиноносного пояса Урала (ППУ), развитого на Среднем и Северном Урале (Ферштатер, 1989; Иванов и др., 1999; Иванов, Шмелёв, 1996; Иванов, 1997; Krause et al., 2007; Симонов и др., 2016), на это уже ранее указывалось (Сурин, 2000). В последнее время этот вывод был подтвержден и в отношении Амамбайского массива (Кораблёв, Савельев, 2014). Ранее полная аналогия установлена и по распределению и содержанию РЗЭ (Мосейчук и др., 2013). Химический состав охарактеризованных пород также близок к таковому для платиноносных интрузий Корякско-Камчатской провинции (Корякско-Камчатский..., 2002).

Основные особенности химического состава пород сахаринского комплекса сводятся к следующему. Аподунитовые серпентиниты отличаются невысокой железистостью, при этом от альпино-типных гипербазитов раннедевонского бриентско-

го комплекса, с которыми они нередко ассоциируют в пространстве, они отличаются статистически значимыми повышенными концентрациями  $TiO_2$  и  $Cr_2O_3$ , что свидетельствует в пользу их меньшей «истощенности» (Сурин, 2000). Оливиниты от дунитов отличаются несколько повышенным содержанием  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$  и, соответственно, пониженным  $MgO$  (табл. 1). В габбро и оливиновых габбро отмечаются низкие содержания  $TiO_2$  и щелочей, а так же высокие  $CaO$ , что соответствует высокой основности их плагиоклаза. В габброидах содержания  $MgO$  и  $Al_2O_3$  заметно варьируют и обнаруживают прямую зависимость от соотношения в породе клинопироксена и плагиоклаза, т. е. при высоком содержании первого содержание  $Al_2O_3$  резко понижено. Наиболее высокая железистость характерна для клинопироксенитов и меланократовых габбро, обогащенных титаномагнетитом, чему соответствуют повышенные концентрации в них  $TiO_2$ . В лейкократовых габбро отмечаются высокие содержания  $CaO$  и  $Al_2O_3$  (табл. 1), что коррелируется с их обогащенностью основным плагиоклазом.

### Минералогические особенности пород и вопросы петрогенезиса

В последнее время получены важнейшие данные о составе некоторых минералов из гипербазитов и габброидов сахаринского комплекса (Сурин, 2000; Мосейчук и др., 2013; Кораблёв, Савельев, 2014) (табл. 2). Так, оливин в дунитах представлен форстеритом (90 % Fo), тогда как в клинопироксенитах он значительно менее магнезиальный и имеет переменный состав (73–85 % Fo) (табл. 2), причем наиболее железистыми являются оливиниты из пород с модалным плагиоклазом. Высокая магнезиальность оливина из дунитов исключает, по нашему мнению, их образование в результате кумуляции оливина из габбрового расплава и указывает на их реститовую природу. Клинопироксены из габброидов и пироксенитов сахаринского комплекса представлены диопсидами переменной железистости, которые характеризуются низкими содержаниями  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  (табл. 2), что сближает эти породы, с одной стороны, с наиболее «истощенными» мантийными ксенолитами в островодужных базальтах, а с другой – с наименее дифференцированными габброидами из ППУ (рис. 3). В породах Сахаринского массива отмечается характерный рост глиноземистости клинопироксенов при малом увеличении их титанистости. Такой тренд в целом

Таблица 2  
Химический состав и кристаллохимические формулы клинопироксенов, оливинов и хромшпиннелидов из пород сахаринского комплекса  
Table 2  
Chemical composition and formulas of clinopyroxenes, olivines and chromite from rocks of the Sakhara complex

№ пробы № п/п Минерал	Клинопироксен									
	205-1	205-2	205-3	206	206А	207	2646/88	3099/28	2646/122	3101/38
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MgO	17.26	13.93	15.18	14.82	14.64	13.22	15.94	16.03	15.63	15.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	1.87	1.35	1.82	1.67	1.09	0.00	0.00	0.87	0.78
SiO <sub>2</sub>	55.12	52.62	52.97	52.49	53.38	53.70	54.56	55.40	54.98	53.17
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	0.24	—	—	—	—	—
CaO	24.11	20.97	23.42	23.16	22.60	25.53	25.34	24.14	24.47	23.23
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.42	0.00	0.38	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.92	—	0.39	0.45	0.56	—	—	0.42	—	—
MnO	—	0.49	—	—	—	—	—	—	—	0.39
FeO	2.75	10.01	6.19	6.93	6.60	6.57	4.16	4.50	4.34	5.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0.46	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.15	100.02	99.97	99.98	100.17	100.11	100.00	100.18	100.21	100.02
Ca	0.94	0.84	0.93	0.92	0.89	1.01	1.00	0.94	0.96	0.94
K	—	—	—	—	0.01	—	—	—	—	—
Mg	0.93	0.78	0.84	0.82	0.80	0.73	0.87	0.87	0.85	0.84
Fe <sup>+2</sup>	0.08	0.31	0.19	0.21	0.20	0.20	0.13	0.14	0.13	0.18
Fe <sup>+3</sup>	—	—	0.01	—	—	—	—	—	—	—
Mn	—	0.02	—	—	—	—	—	—	—	0.01
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.03	—	0.01	0.01	0.02	—	—	0.01	—	—
Al <sub>IV</sub>	0.00	0.04	0.02	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.04	0.01
Si	2.00	1.95	1.96	1.94	1.97	1.99	2.00	2.01	2.00	1.98
Al <sub>IV</sub>	0.00	0.05	0.04	0.06	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Продолжение таблицы 2 Continuation of Table 2										
№ пробы № п/п Минерал	Клинопироксен									
	2647/74	2646/124	3106/14	2646/58	2646/122	223А	106/28	106/145	105/140	227А
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
MgO	16.89	15.47	15.19	17.32	15.50	12.43	12.15	13.88	13.01	17.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	0.74	0.60	0.00	0.00	1.03	1.64	2.37	2.82	1.26
SiO <sub>2</sub>	54.09	54.20	53.63	54.61	54.11	52.23	52.48	52.50	52.03	53.77
CaO	24.26	24.67	24.52	24.27	26.26	24.14	24.42	24.67	24.01	22.74
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.80	0.00	0.00	0.37	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.95	—	0.72	0.96	—	—	—	—	—	1.10

	106/130	206а	3106/14	2646/88	3650/38	3099/28	2646/74	205	207	2646/24
№ пробы	106/130	206а	3106/14	2646/88	3650/38	3099/28	2646/74	205	207	2646/24
№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
MnO	—	—	—	—	—	0.59	0.39	—	0.43	—
FeO	3.20	4.96	5.09	2.87	3.39	8.80	8.92	6.35	7.37	4.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0.72	—	—	0.20	—	—
Сумма	100.01	100.04	100.06	100.03	99.98	100.03	100.00	99.97	100.04	100.04
Ca	0.95	0.97	0.97	0.95	1.03	0.97	0.98	0.98	0.96	0.89
K	0.92	0.85	0.83	0.94	0.85	0.70	0.68	0.77	0.72	0.93
Mg	0.10	0.15	0.16	0.09	0.10	0.28	0.28	0.20	0.23	0.12
Fe <sup>+2</sup>	—	—	—	—	0.02	—	—	0.01	—	—
Fe <sup>+3</sup>	—	—	—	—	—	0.02	0.01	—	0.01	—
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	—	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.03	—	0.02	0.03	—	—	—	—	—	0.03
Cr	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.05	0.06	0.02
Al <sub>vI</sub>	1.98	1.99	1.98	1.99	1.99	1.96	1.97	1.95	1.94	1.96
Si	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04
Al <sub>vIV</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Продолжение таблицы 2  
Continuation of Table 2

№ пробы	106/130	206а	3106/14	2646/88	3650/38	3099/28	2646/74	205	207	2646/24
№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Минерал	Оливин									
	Хромшпинелид									
MgO	14.21	38.61	42.59	45.09	49.36	37.03	43.92	6.40	5.36	4.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.64	—	—	—	—	—	—	4.00	3.77	7.90
SiO <sub>2</sub>	53.18	38.22	39.66	40.13	40.95	39.31	41.12	0.33	—	—
CaO	23.99	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	0.60	—	—	—	—	—	—	—	—	0.41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0.37	—	—	—	0.36	38.01	37.82	27.97
MnO	—	—	17.39	14.77	9.67	23.85	14.89	0.72	—	—
FeO	6.31	22.52	—	—	—	—	—	6.08	6.53	8.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.56	—	—	—	—	—	12.79	14.99	18.52
Сумма	100.13	99.91	100.00	99.99	99.97	100.20	100.28	99.90	99.89	99.86
Ca	0.95	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	0.78	1.50	1.61	1.68	1.80	1.44	1.63	0.53	0.45	0.35
Mg	0.20	0.49	0.37	0.31	0.20	0.52	0.31	0.46	0.55	0.66
Fe <sup>+2</sup>	—	0.01	—	—	—	—	—	0.22	0.24	0.31
Fe <sup>+3</sup>	—	—	0.01	—	—	—	0.01	0.02	—	—
Mn	0.02	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02
Ti	—	—	—	—	—	—	—	1.47	1.48	1.07
Cr	0.04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>vI</sub>	1.97	1.00	1.01	1.00	1.00	1.02	1.02	0.01	—	—
Si	0.03	—	—	—	—	—	—	0.30	0.28	0.58
Al <sub>vIV</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Окончание таблицы 2  
End of Table 2

№ пробы	3650/38	2646/64	2646/64	608/11	222a	220a	61-8	2236	228	319-8
	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Минерал	Хромшпинелид									
MgO	4.66	4.08	3.59	4.79	3.32	4.52	3.85	6.30	1.61	1.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.48	7.48	7.38	6.03	—	8.18	5.11	8.91	0.55	0.84
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	3.39	—	—	—	2.41	—
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.32	0.48	0.20	—	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31.47	29.99	25.99	38.56	14.50	35.85	40.53	35.61	16.43	21.41
MnO	—	—	0.67	—	6.16	0.75	1.15	1.05	—	5.54
FeO	8.85	7.39	11.02	1.48	29.63	1.25	0.76	1.45	29.10	25.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.32	18.69	19.22	16.90	16.42	17.12	17.42	13.58	21.16	17.74
Сумма	99.86	99.86	99.84	99.91	99.73	99.91	99.91	99.93	99.71	99.75
Ca	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	0.39	0.34	0.30	0.40	0.30	0.37	0.32	0.50	0.15	0.12
Mg	0.63	0.67	0.70	0.61	0.64	0.61	0.64	0.47	0.84	0.71
Fe <sup>+2</sup>	0.32	0.27	0.40	0.05	1.15	0.04	0.03	0.05	1.15	1.02
Fe <sup>+3</sup>	—	—	0.02	—	0.19	0.02	0.03	0.03	—	0.17
Mn	0.02	0.01	0.02	0.01	—	—	—	—	—	—
Ti	1.23	1.16	1.01	1.49	0.60	1.36	1.59	1.32	0.70	0.92
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>VI</sub>	0.01	—	—	—	—	—	—	0.12	—	—
Si	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>IV</sub>	0.41	0.56	0.55	0.45	—	0.60	0.39	0.64	0.04	0.07

*Примечание.* Анализы 1–15, 22–27, 28–33 – Сахаринский массив, 16–21, 34–40 – Амамбайский массив. Анализы 1–4, 28 – габбро: амфиболитизированное, хлоритизированное и эпидотизированное (1–3, 28), меланократовое (4); 5, 7–10, 12, 13, 15, 17, 19, 21–24, 26, 30 – клинопироксенит: плагиоклазовый с оливином (5), с титаномангнетитом (7, 24), оливиновый (8, 23, 26), клинопироксенит (9, 12, 15, 30), амфиболитизированный (10), уралитизированный оливиновый (13), биотитовый (17), амфиболитизированный с титаномангнетитом и апатитом (19), рудный с актинолитом (21), плагиоклазовый с редким оливином (22); 11, 27, 32 – верлит: серпентинизированный (32); 6, 14, 25, 29, 31, 33 – дунит: пироксеновый (верлит?) (14, 33), серпентинизированный (6, 29), пироксеновый (31); 16, 34–38, 40 – аподунитовый серпентинит: антигорит-хризотилловый с гранатом (34), β-лизардитовый (40); 18 – актинолитовый эпидозит с биотитом и клинопироксеном; 20 – лерцолит; 39 – карбонат-гальсовая порода с реликтами антигорита и бастита. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ на микрозонде «Camebax», аналитик О.А. Яковлева. Проверк – не обнаружено, пустая клетка – не определялось.

*Note.* The analyses 1–15, 22–27, 28–33 – Sakhara massif, 16–21, 34–40 – Amambayka massif. The analyses 1–4, 28 – gabbro: amphibolized, chloritized and epidotized (1–3, 28), melanocratic (4); 5, 7–10, 12, 13, 15, 17, 19, 21–24, 26, 30 – clinopyroxenite: plagioclase with olivine (5), with titanomagnetite (7, 24), olivine (8), 23, 26), clinopyroxenite (9, 12, 15, 30), amphibolized (10), uraltized olivine (13), biotite (17), amphibolized with titanomagnetite and apatite (19), ore with actinolite (21), plagioclase with rare olivine (22); 11, 27, 32 – wehrlite: serpentized (32); 6, 14, 25, 29, 31, 33 – dunit: pyroxene (wehrlite?) (14, 33), serpentized (6, 29), pyroxene (31); 16, 34–38, 40 – serpentinite after dunit: antigorite-chrysotile with garnet (34), β-lizardite (40); 18 – actinolite epidosite with biotite and clinopyroxene; 20 – lherzolite; 39 – carbonate-talc rock with relict antigorite and bastite. The analyses are carried out on a «Camebax» microprobe (VSEGEI, analyst O.A. Yakovleva).



также характерен как для пород ППУ, а так и для габброидов из габбро-гипербазитовых комплексов Аляски и Корякии (рис. 3). Высокотитанистые клинопироксены, характерные для дифференциатов платформенных расслоенных интрузий, в образованиях сахаринского комплекса отсутствуют. Все изученные клинопироксены имеют отчетливую положительную корреляцию между глиноземистостью и железистостью (рис. 4), что характерно именно для клинопироксенов, образовавшихся в результате последовательной эволюции расплава основного состава в условиях повышенного водного давления и объясняется «задержкой» кристаллизации плагиоклаза (Kushiro, 1979). Важно отметить, что наименее железистые клинопироксены являются и наименее глиноземистыми, что косвенно свидетельствует о выплавлении первичного расплава из истощенного мантийного источника (рис. 4). Низкая глиноземистость изученных диопсидов при их переменной (но невысокой) хромистости говорит о существенных отличиях между породами сахаринского комплекса и гипербазиитами океанических областей, но позволяет сопоставлять их с гипербазиитами островных дуг (рис. 5). В пользу последнего свидетельствует также высокая хромистость аксессуарных хромшпинелидов из дунитов сахаринского комплекса при их повышенной железистости, причем величина отношения  $Cr / (Cr + Al)$  колеблется в них от 0.75 до 0.95 (рис. 6), что соответствует высокохромистым шпинелидам из гипербазитов фундамента развитых островных дуг (Паланджян, Дмитриенко, 1990) и согласуется с геологической позицией и возрастом сахаринского комплекса.

Происхождение пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации Урала, в том числе и развитых в ППУ, является одной из сложнейших проблем, и, по нашему мнению, одной из самых запутанных на Урале. Ряд исследователей (К.К. Золоев, Д.С. Штейнберг, А.С. Варлаков) признавали магматическую природу габброидов, но все остальные породы, включая клинопироксениты, вебстериты, лерцолиты, верлиты и даже дуниты считали метасоматическими образованиями, формирующимися в результате воздействия габброидов на альпийно-типные гипербазиты. Другая точка зрения предполагает магматический (кумулятивный) генезис дунитов, верлитов и клинопироксенитов в результате кристаллизационной дифференциации базитовой магмы (Ферштатер, Пушкарёв, 1987; Ферштатер и др., 2012). Указывалось также на гетерогенность

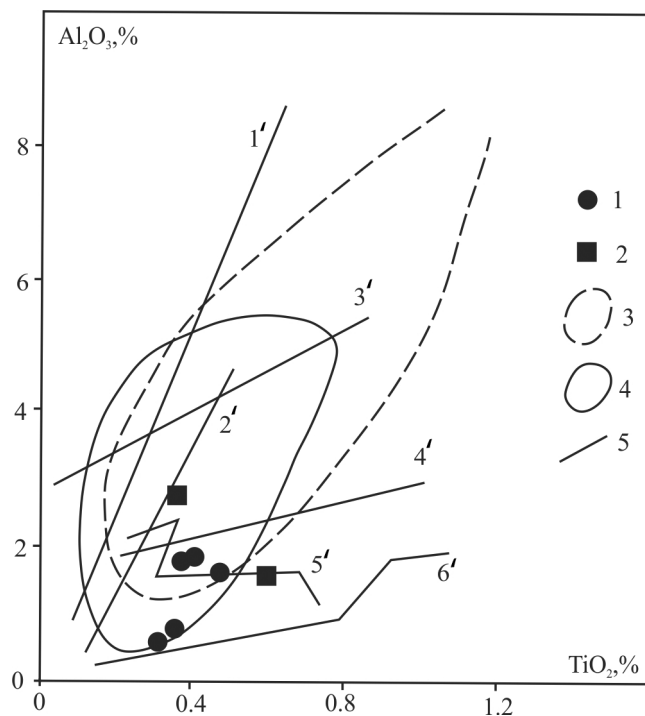


Рис. 3. Диаграмма  $TiO_2-Al_2O_3$  для клинопироксенов из гипербазитов и габброидов сахаринского комплекса.

1 – Сахаринский массив; 2 – Амамбайский массив; 3 – область составов клинопироксенов габброидных и ультраосновных ксенолитов из базальтов Алеутской и Малой Антильской островных дуг; 4 – область составов клинопироксенов из пород Платиноносного пояса Урала; 5 – тренды составов клинопироксенов из пород габбро-гипербазитовых комплексов (Иванов, Шмелёв, 1996): 1' – пояса Бодэ-Рэйндж (Аляска), 2' – массивов Олюторской зоны (Корякия), 3' – офиолитовых массивов Бей-оф-Айленд (Ньюфаундленд), 4' – офиолитового массива Семайл (Оман), 5' – Бушвельдского массива (Южная Африка), 6' – Скаергаардского массива (Гренландия).

Fig. 3.  $TiO_2-Al_2O_3$  diagram for clinopyroxenes from ultramafic rocks and gabbroids of the Sahara complex.

1 – Sahara massif; 2 – Amambayka massif; 3 – area of clinopyroxenes of gabbroids and ultramafic xenoliths from basalts of the Aleutian and Lesser Antilles island arcs; 4 – area of clinopyroxenes from rocks of the Urals platinum belt; 5 – trends of clinopyroxenes from rocks of gabbro-ultramafic complexes (Ivanov, Shmelev, 1996): 1' – Bode-Range belt (Alaska), 2' – massifs of the Olyutor zone (Koryakiya), 3' – ophiolite massifs of the Bay of Islands (Newfoundland), 4' – Semail ophiolite massif (Oman), 5' – Bushveld massif (South Africa), 6' – Scaergaard massif (Greenland).

габброидов, а часть из них считалась метаморфическими образованиями (Ефимов, 1984). Существуют также представления о дунитовой магме, которая своим происхождением обязана докристаллизационной дифференциации габброидного расплава,

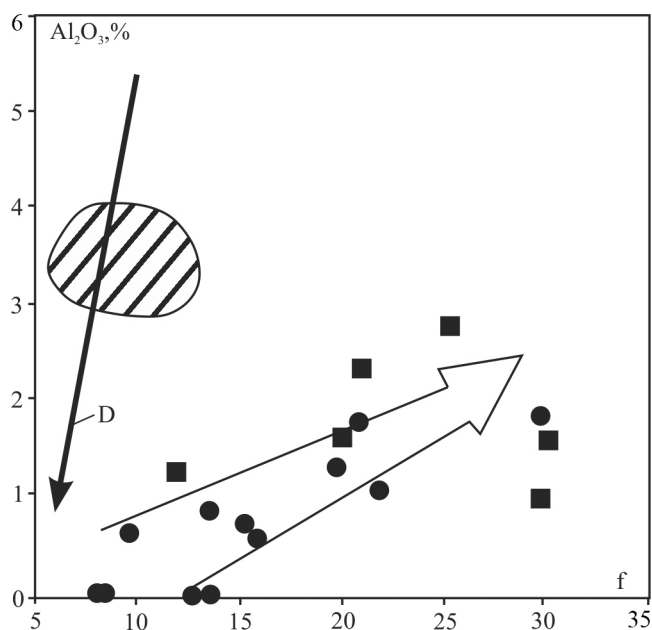


Рис. 4. Диаграмма  $Al_2O_3$ - $f$  для клинопироксенов из гипербазитов и габброидов сахаринского комплекса.

$f = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ . Тонкой стрелкой (D) показан тренд истощения мантийного источника, заштрихована область перекрытия составов пироксенов лерцолитового и гарцбургитового парагенезисов (Лазько, 1988). Широкой стрелкой показан тренд эволюции клинопироксенов из пород сахаринского комплекса. Остальные обозначения см. на рис. 3.

Fig. 4. Diagram  $Al_2O_3$ - $f$  for clinopyroxenes from ultramafic rocks and gabbroids of the Sakhara complex.

$f = Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ . Thin arrow (D) shows the depletion of mantle source. Hatched area indicates overlapping compositions of pyroxenes of lherzolite and harzburgite (Laz'ko, 1988). Wide arrow shows the evolution trend of clinopyroxenes from rocks of the Sakhara complex. For other symbols, see Fig. 3.

а клинопироксениты при этом рассматриваются как «...результат термодиффузного инфильтрационно-биметасоматического перераспределения компонентов в термоградиентном тепловом поле, возникающем в результате интрузии дунитов, аналогично по генезису магнезиальным скарнам магматической стадии» (Иванов, 1997).

Петрогенезис сахаринского комплекса вкратце представляется следующим. Закономерная эволюция состава клинопироксенов из разных типов пород указывает на то, что кристаллизационная дифференциация была ведущим механизмом образования всей серии пород комплекса (за исключением дунитов). Главными фракционирующими минералами были оливин и клинопироксен, а на поздней стадии к ним добавился основной плагио-

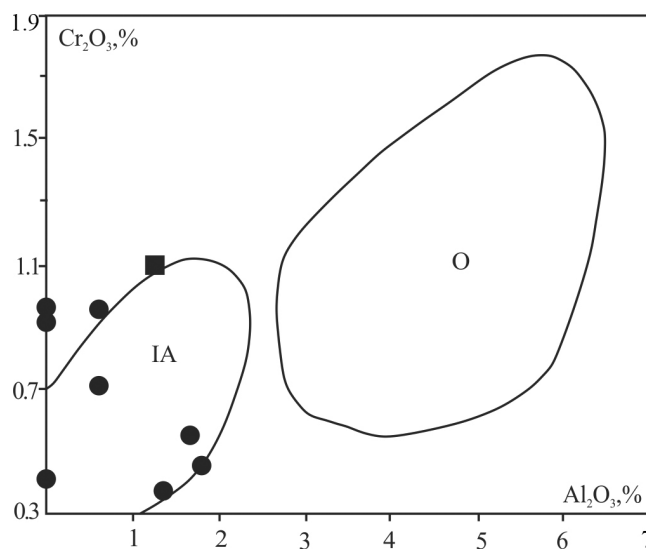


Рис. 5. Диаграмма  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$  для хромсодержащих клинопироксенов из гипербазитов и габброидов сахаринского комплекса.

Поля составов клинопироксенов из: IA – гипербазитов островных дуг, O – гипербазитов океанических областей (Савельева, 1987). Остальные обозначения см. на рис. 3.

Fig. 5.  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$  diagram for Cr-bearing clinopyroxenes from ultramafic rocks and gabbroids of the Sakhara complex.

Compositional fields of clinopyroxene from: IA – island arc ultramafic rocks, O – oceanic ultramafic rocks (Savel'eva, 1987). For other symbols, see Fig. 3.

клас. Кумулятами являются оливиниты и верлиты, нередко обогащенные магнетитом. Первичный расплав, вероятно, соответствовал верлитовому или тылаит-анкарармитовому (Корякско-Камчатский..., 2002; Попов, 2005; Krause et al., 2007; Пушкарёв, 2017). Практически полное отсутствие плагиоклаза или его весьма незначительное количество в наиболее основных породах комплекса является, по-видимому, следствием водных условий выплавления первичного расплава, т. к. в сухих условиях он должен соответствовать троктолиту (Borghini et al., 2018).

Природа дунитов – важнейший вопрос петрогенезиса сахаринского комплекса. По современным представлениям, в складчатых областях уверенно выделяются три типа дунитов: 1) остаточные («residual»), т. е. реститовые; 2) замещающие («replacive»), т. е. перекристаллизованные или, условно говоря, метасоматические; и 3) кумулятивные (Su et al., 2016). В нашем случае вся совокупность имеющихся данных свидетельству-

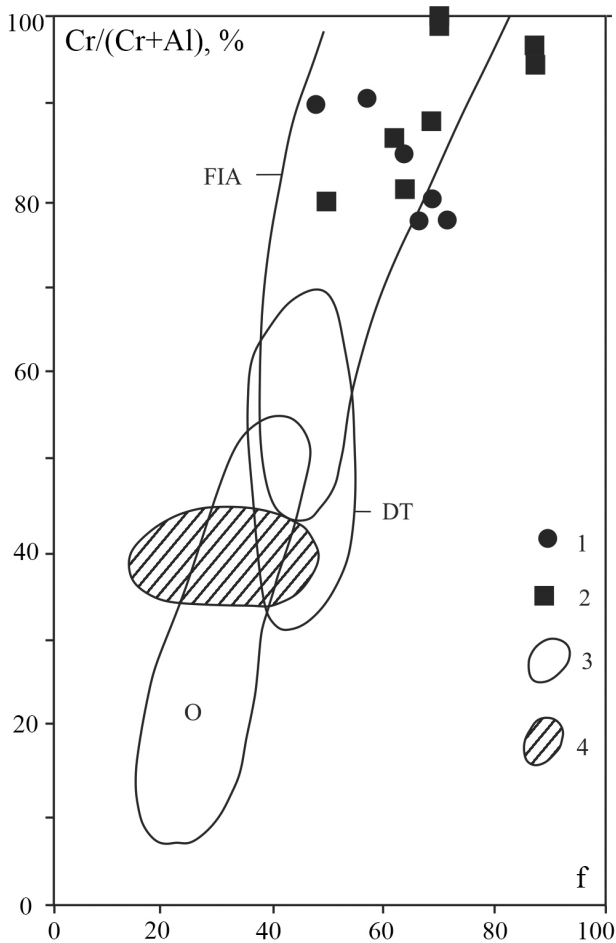


Рис. 6. Диаграмма составов хромшпинелидов из гипербазитов сахаринского комплекса.

1 – Сахаринский массив; 2 – Амамбайский массив; 3 – поля составов хромшпинелидов из гипербазитов океанов (O), глубоководных желобов (DT) и фундамента островных дуг (FIA); 4 – область перекрытия составов шпинелидов лерцолитового и гарцбургитового парагенезисов (Лазько, 1988; Паланджян, Дмитриенко, 1990).

Fig. 6. Composition of chromite from ultramafic rocks of the Sakhara complex.

1 – Sakhara massif; 2 – Amambayka massif; 3 – compositional fields of chromites from ultramafic rocks of oceans (O), deep-water trenches (DT) and island arc basement (FIA); 4 – area of overlapping compositions of chromites of lherzolite and harzburgite assemblages (Laz'ko, 1988; Palandzhyan, Dmitrienko, 1990).

ет в пользу реститовой природы дунитов, т. е. их принадлежности к первому типу, поскольку сидеронитовая структура пород противоречит их отнесению ко второму типу, а высокомагнезиальный состав оливина – к третьему. В пользу реститовой природы дунитов также косвенно свидетельствует то, что они присутствуют только в крупных массивах (Сахаринском и Амамбайском), тогда как во

множестве мелких (Стоячий Камень и др.) дуниты отсутствуют. Другой вопрос – каким образом мантийные реститы вместе с магмой были подняты на уровень коры? По мнению В.С. Попова, блоки горячего твердого остатка «увлекались» за собой выплавлявшейся магмой (Попов, 2005). Возможным объяснением этого явления может быть установленная экспериментально «сверхпластичность» дунита при его взаимодействии с базальтовым расплавом в водных условиях (Ohuchi et al., 2012), что в сочетании с его разуплотнением в результате серпентинизации должно приводить к его способности к перемещению вместе с магмой по проникаемым зонам.

### Геодинамическая обстановка формирования и выводы

Приведенные данные позволяют подтвердить сделанный ранее вывод о том, что образования сахаринского комплекса являются полными аналогами ППУ (Сурин, 2000). Геодинамическая обстановка формирования самой платиноносной ассоциации до последнего времени была неясной. Ранее наиболее распространенными были представления о субплатформенной природе этих образований (Ферштатер, 1989). Только в последние десятилетия получены убедительные геологические, геохимические и минералогические доказательства островодужных (т. е. надсубдукционных) условий их формирования (Иванов, Шмелёв, 1996; Иванов и др., 1999; Krause et al., 2007; Пушкарёв, 2017). Следовательно, сахаринский комплекс также формировался в островодужной обстановке. Оба этих вывода нашли неожиданное подтверждение в находке платиноидной минерализации в корях выветривания Сахаринского массива (Таловина, Лазаренков, 2001), причем профиль этой минерализации палладиево-платиновый, что характерно именно для островодужных платиноносных комплексов. Необходимо отметить, что надсубдукционная обстановка формирования мафит-ультрамафических комплексов Урало-Аляскинского типа (т. е. аналогичного ППУ) признается в настоящее время многими исследователями, в том числе и для ряда комплексов, развитых во многих других регионах мира (Cai et al., 2012; Su et al., 2014; Nabtoor et al., 2016).

С учетом общей схемы магматической эволюции Восточно-Магнитогорского пояса, в соответствии с которой в позднефранское время началась

стадия формирования зрелой островной дуги (Сурин, Мосейчук, 1995), можно сделать вывод о том, что сахаринский комплекс является своего рода индикатором начала этой стадии. С современных позиций, в том числе и на основании экспериментальных данных, это объясняется реологическими свойствами коры, т. е. понижением ее геотермы и увеличением жесткости, т. к. на более ранней (развитой островодужной) стадии формирование интрузий Урало-Аляскинского типа в силу ее «размягченности» было невозможно и даже «запрещено» (Guillou-Frottier et al., 2014).

Возраст пород ППУ достоверно установлен различными методами и составляет на Среднем и Северном Урале 420–430 млн лет, что доказывает синхронность его образования с локализованной восточнее именованной островодужной вулканогенной формацией, вскрытой Уральской сверхглубокой скважиной СГ-4 (Иванов и др., 1999). В нашем случае наблюдается прямо противоположная картина в пространственном размещении пород рассматриваемого комплекса и одновозрастных с последними вулканитов, т. е. массивы сахаринского комплекса, синхронные с образованиями аблязовской островодужной вулканоплутонической ассоциации, локализованы восточнее последних, что также может служить одним из аргументов в пользу противоположно направленной (на запад в современных координатах) вергенции палеозоны субдукции при формировании Восточно-Магнитогорского пояса (Сурин, Мосейчук, 1995), в отличие от Тагильского пояса, где она по мнению практически всех исследователей имела устойчиво восточное падение.

Таким образом, геологические и петрологические данные свидетельствуют о том, что образования сахаринского комплекса являются аналогами Платиноносного пояса Урала. Формирование комплекса знаменует собой начало стадии зрелой островной дуги. Ведущим механизмом петрогенеза для него являлась кристаллизационная дифференциация.

## Литература

- Ефимов А.А.** (1984) Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М., Наука, 232 с.
- Замига Ю.И.** (1969) Сахаровский габбро-пироксенит-дунитовый массив на восточном склоне Южного Урала. *Труды II-го Уральского петрографического совещания*. Свердловск, Т. 2, 39–40.
- Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А., Пушкарёв Е.В., Ферштатер Г.Б., Шмелёв В.Р.** (1999) Платиноносный пояс Урала / Путеводитель экскурсий Международной научной конференции «Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез». Екатеринбург, УрО РАН, 95 с.
- Иванов К.С., Шмелёв В.Р.** (1996) Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции. *Доклады Академии наук*, **347(5)**, 649–652.
- Иванов О.К.** (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург, Уральский университет, 487 с.
- Кораблёв Г.Г., Савельев Д.Е.** (2014) Минералогическо-геохимические особенности ультрамафитов Амамбайского массива (Южный Урал). *Металлогения древних и современных океанов-2014*. Миасс, ИМин УрО РАН, 99–103.
- Корякско-Камчатский регион – новая платиноносная провинция России (2002) СПб., Картофабрика ВСЕГЕИ, 283 с.
- Лазько Е.Е.** (1988) Типоморфизм породообразующих минералов ультрабазитов / Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М., Наука, 424–441.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г., Кашина Л.В., Сурин Т.Н., Плохих Н.А., Юрецкий В.Н.** (2013) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. М., МФ ВСЕГЕИ, 222 с.
- Паланджян С.А., Дмитриенко Г.Г.** (1990) Петрохимические типы и геотектоническая позиция перидотитов офиолитовых ассоциаций. *Труды ИГГ СО АН СССР*. Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, (758), 62–70.
- Попов В.С.** (2005) Дунит-верлит-клинопироксенитовая магматическая ассоциация: возможные источники и механизм подъема и дифференциации расплава. *Записки РМО*, **134(6)**, 1–18.
- Пучков В.Н.** (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия. 146 с.
- Пушкарёв Е.В.** (2017) Островодужные анкарамиты Урала и их аналоги в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урала. *Металлогения древних и современных океанов-2017. Дифференциация и причины разнообразия рудных месторождений*. Миасс, ИМин УрО РАН, 23–28.
- Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.** (2008) Геология, петрогеохимия и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 320 с.
- Савельева Г.Н.** (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 246 с.
- Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С., Сте-**

панов А.С. (2016) Физико-химические условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного массива (Средний Урал). *Геология и геофизика*, **57** (6), 1106–1134.

Сури́н Т.Н. (2000) Сахаринский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (Восточно-Магнитогорская зона, Ю. Урал) – аналог образований Платиноносного пояса Урала. *Тезисы конференции «Металлогения и геодинамика Урала»*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 82–85.

Сури́н Т.Н., Мосейчук В.М. (1995) Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса. *Вестник СПбГУ, Сер. 7*, **4**(28), 11–18.

Таловина И.В., Лазаренков В.Г. (2001) Распределение и генезис платиноидов в никелевых рудах Сахаринского и Елизаветинского месторождений, Урал. *Литология и полезные ископаемые*, (2), 134–141.

Ферштатер Г.Б. (1989) Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса Урала: позднеордовикская субплатформенная вулканоплутоническая ассоциация / Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск, ИГГ УрО АН СССР, 55–64.

Ферштатер Г.Б., Пушкарёв Е.В. (1987) Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция. *Известия АН СССР. Серия геологическая*, (3), 13–23.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. (2012) Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала. *Литосфера*, (4), 13–29.

Borghini G., Francomme J.E., Fumagalli P. (2018) Melt-dunite interactions at 0.5 and 0.7 GPa: experimental constraints on the origin of olivine-rich troctolites. *Lithos*, **323**, 44–57.

Cai K., Sun M., Yuan C., Zhao G., Xiao W., Long X. (2012) Keketuohai mafic-ultramafic complex in the Chinese Altai, NW China: petrogenesis and geodynamic significance. *Chemical Geology*, **294-295**, 26–41.

Guillou-Frottier L., Burov E., Auge T., Gloaguen E. (2014) Rheological conditions for emplacement of Ural-Alaskan-type ultramafic complexes. *Tectonophysics*, **631**, 120–145.

Habtoor A., Ahmed A.H., Harbi H. (2016) Petrogenesis of the Alaskan-type mafic-ultramafic complex in the Makkah quadrangle, western Arabian Shield, Saudi Arabia. *Lithos*, **263**, 33–51.

Krause J., Brüggemann G., Pushkarev E.V. (2007) Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains, *Lithos*, **95**, 19–42.

Kushiro I. (1979) Fractional crystallization of basaltic magma. In: *Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives*. (Ed.) Yoder H. Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 171–204.

Ohuchi T., Nishihara Y., Kawazoe T., Spengler D., Shiraishi R., Suzuki A., Kikegawa T., Ohtani E. (2012) Superplasticity in hydrous melt-bearing dunite: Implications

for shear localization in Earth's upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **335-336**, 59–71.

Su B., Chen Y., Guo S., Liu J. (2016) Origins of orogenic dunitites: Petrology, geochemistry, and implications. *Gondwana Research*, **29**, 41–59.

Su B.-X., Qin K.-Z., Zhou M.-F., Sakui P.A., Thakurta J., Tang D.-M., Liu P.-P., Xiao Q.-H., Sun H. (2014) Petrological, geochemical and geochronological constraints on the origin of the Xiadong Ural-Alaskan type complex in NW China and tectonic implication for the evolution of southern Central Asian Orogenic Belt. *Lithos*, **200–201**, 226–240.

## References

Borghini G., Francomme J.E., Fumagalli P. (2018) Melt-dunite interactions at 0.5 and 0.7 GPa: experimental constraints on the origin of olivine-rich troctolites. *Lithos*, **323**, 44–57.

Cai K., Sun M., Yuan C., Zhao G., Xiao W., Long X. (2012) Keketuohai mafic-ultramafic complex in the Chinese Altai, NW China: petrogenesis and geodynamic significance. *Chemical Geology*, **294-295**, 26–41.

Efimov A.A. (1984) [Gabbro-ultramafic complexes of the Urals and problem of ophiolites]. Moscow, Nauka, 232 p. (in Russian)

Fershtater G.B. (1989) [Dunite-clinopyroxenite-gabbro complex of the Urals platinum belt: Late Ordovician platform volcano-plutonic association] [*Igneous complexes in geological evolution and structure of the Earth*]. In: *Magmaticheskie formatsii v geologicheskoy istorii i strukture Zemly*. Sverdlovsk, IGG UrO AN SSSR, 55–64. (in Russian)

Fershtater G.B., Krasnobayev A.A., Bea F., Montero P. (2012) [Geochemistry of zircon from igneous and metamorphic rocks of the Urals]. *Litosfera [Litosphere]*, (4), 13–29. (in Russian)

Fershtater G.B., Pushkarev E.V. (1987) [Igneous clinopyroxenites of the Urals and their evolution]. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geologicheskaya [Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR. Geological series]*, (3), 13–23. (in Russian)

Guillou-Frottier L., Burov E., Auge T., Gloaguen E. (2014) Rheological conditions for emplacement of Ural-Alaskan-type ultramafic complexes. *Tectonophysics*, **631**, 120–145.

Habtoor A., Ahmed A.H., Harbi H. (2016) Petrogenesis of the Alaskan-type mafic-ultramafic complex in the Makkah quadrangle, western Arabian Shield, Saudi Arabia. *Lithos*, **263**, 33–51.

Ivanov K.S., Anikina E.V., Efimov A.A., Pushkarev E.V., Fershtater G.B., Shmelev V.R. (1999) [Urals platinum belt]. In: *Putevoditel ekskurskii mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii «Paleozony subduksii: tektonika, magmatizm, metamorfizm, sedimentogenez» [A guidebook of field trips of International scientific conference «Subduction*

paleozones: tectonics, magmatism, metamorphism, sedimentogenesis». Yekaterinburg, UrO RAN, 95 p. (in Russian)

**Ivanov K.S., Shmelev V.R.** (1996) [Urals platinum belt – a magmatic trace of the Early Paleozoic subduction zone]. *Doklady Akademii nauk [Doklady Earth Sciences]*, **347**(5), 649–652. (in Russian)

**Ivanov O.K.** (1997) [Concentric-zonal pyroxenite-dunite massifs of the Urals]. Yekaterinburg, Uralskiy Universitet, 487 p. (in Russian)

**Korablev G.G., Saveliev D.E.** (2014) [Mineralogical-geochemical features of ultramafic rocks of the Amambaika massif (Souther Urals)]. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2014. Dvadsat let na peredovyykh rubezhakh geologii mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh [Metallogeny of ancient and modern oceans-2014. Twenty years at the frontline of geology of mineral deposits]*. Miass, IMin UrO RAN, 99–103. (in Russian)

[Koryak-Kamchatka region – a new platinum province of Russia]. (2002) St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI, 283 p. (in Russian)

**Krause J., Brüggmann G., Pushkarev E.V.** (2007) Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the Central Ural Mountains, *Lithos*, **95**, 19–42.

**Kushiro I.** (1979) Fractional crystallization of basaltic magma. *Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives. (Ed.) Yoder H.* Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 171–204.

**Laz'ko E.E.** (1988) [Typomorphism of rock-forming minerals of ultramafic rocks] In: *Magmaticheskije gornyye porody. T.5. Ultraosnovnyye porody [Igneous rocks. Vol. 5. Ultramafic rocks]*. Moscow, Nauka, 242–441. (in Russian)

**Moseychuk V.M., Yarkova A.V., Mikhaylov I.G., Kashina L.V., Surin T.N., Plokhikh N.A., Yuretsky V.N.** (2013) [State geological of the Russian Federation]. Scale of 1 : 200 000. Series South Urals. Sheet N-40-XXX. Explanatory report. Moscow, MF VSEGEI, 222 p. (in Russian)

**Ohuchi T., Nishihara Y., Kawazoe T., Spengler D., Shiraishi R., Suzuki A., Kikegawa T., Ohtani E.** (2012) Superplasticity in hydrous melt-bearing dunite: Implications for shear localization in Earth's upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **335–336**, 59–71.

**Palandzhyan S.A., Dmitrienko G.G.** (1990) [Petrochemical types and geotectonic setting of peridotites of ophiolite associations]. *Trudy IGG SO AN SSSR [Proceedings of Institute of Geology and Geophysics SB AS USSR]*. Novosibirsk, IGG SO AN SSSR, (758), 62–70. (in Russian)

**Popov V.S.** (2005) [Dunite-wehrlite-clinopyroxenite igneous association: possible sources, uplift mechanisms, and melt differentiation]. *Zapiski RMO [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **134** (6), 1–18. (in Russian)

**Puchkov V.N.** (2000) [Paleogeodynamics of the South and Central Urals]. Ufa, Dauriya, 146 p. (in Russian)

**Pushkarev E.V.** (2017) [Island arc ankaramites of the Urals and their analogs in dunite-clinopyroxenite-gabbro complexes of the Ural-Alaskan type]. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2017. Differentsiatsiya i prichiny raznoobraziya rudnykh mestorozhdeniy [Metallogeny of ancient and modern oceans-2017. Differentiation and reasons of diversity of ore deposits]*. Miass, IMin UrO RAN, 23–28. (in Russian)

**Saveliev D.E., Snachev V.I., Savelieva E.N., Bazhin E.A.** (2008) [Geology, petrochemistry and chromite potential of gabbro-ultramafic massifs of the South Urals]. Ufa, DizainPoligrafServis, 320 p. (in Russian)

**Savelieva G.N.** (1987) [Gabbro-ultramafic complexes of the Urals ophiolites and their analogs in the present-day oceanic crust]. Moscow, Nauka, 246 p. (in Russian)

**Simonov V.A., Puchkov V.N., Prihod'ko V.S., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., Stepanov A.S.** (2016) Physicochemical conditions of crystallization of dunites of the Nizhnii Tagil Pt-bearing massif (Middle Urals). *Russian Geology and Geophysics*, **57**(6), 868–890.

**Su B., Chen Y., Guo S., Liu J.** (2016) Origins of orogenic dunites: Petrology, geochemistry, and implications. *Gondwana Research*, **29**, 41–59.

**Su B.-X., Qin K.-Z., Zhou M.-F., Sakui P.A., Thakurta J., Tang D.-M., Liu P.-P., Xiao Q.-H., Sun H.** (2014) Petrological, geochemical and geochronological constraints on the origin of the Xiadong Ural-Alaskan type complex in NW China and tectonic implication for the evolution of southern Central Asian Orogenic Belt. *Lithos*, **200–201**, 226–240.

**Surin T.N.** (2000) [Sakhara dunite-clinopyroxenite-gabbro complex (East Magnitogorsk zone, South Urals) – an analog of rocks of the Urals platinum belt]. *Tezisy konferentsii «Metallogeniya i geodinamika Urala» [Abstracts of conference «Metallogeny and geodynamics of the Urals»]*. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 82–85. (in Russian)

**Surin T.N., Moseychuk V.M.** (1995) [Geodynamic evolution of the Magnitogorsk paleovolcanic belt]. *Vestnik SPbGU, Ser. 7 [Vestnik of St. Petersburg State University, series 7]*, **4**(28), 11–18. (in Russian)

**Talovina I.V., Lazarenkov V.G.** (2001) [Distribution and genesis of platinoids in Ni ores of the Sakhara and Elizavetinsky deposits, Urals]. *Litologiya i poleznye iskopaevye [Lithology and Mineral Resources]*, (2), 134–141. (in Russian)

**Zamiga Yu.I.** (1969) [Sakhara gabbro-pyroxenite-dunite massif at the eastern slope of the South Urals]. *Trudy II-go Ural'skogo petrograficheskogo soveshchaniya [Proceedings of the 2nd Uralian petrographic meeting]*. Sverdlovsk, vol. 2, 39–40. (in Russian)

УДК 549, 553.08

DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-4

**ОСОБЕННОСТИ MORFOЛОГИИ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУРТЫКТЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)****Н.С. Чухарева, Е.В. Белогуб, Ю.А. Рыжкова, И.А. Блинов,  
М.А. Рассомахин, К.А. Новоселов***Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,  
Институт минералогии, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; nau\_2004@mail.ru*

Статья поступила в редакцию 29.10.2020 г., принята к печати 09.02.2021 г.

**FEATURES OF MORPHOLOGY AND CHEMICAL COMPOSITION OF NATIVE GOLD FROM THE MURTYKTY DEPOSIT, SOUTH URALS****N.S. Chukhareva, E.V. Belogub, Yu.A. Ryzhkova, I.A. Blinov, M.A. Rassomakhin, K.A. Novoselov***South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Institute of Mineralogy, Miass,  
Chelyabinsk oblast, 456317 Russia; nau\_2004@mail.ru*

Received 29.10.2020, accepted 29.10.2020

**Аннотация.** В статье рассмотрены морфология и химический состав самородного золота на золоторудном месторождении Муртыкты (Южный Урал). Самородное золото разделено на пять типов: 1) включения в сульфидах, 2) в трещинах и интерстициях пирита и других сульфидов, 3) на границе сульфидов и нерудных минералов, 4) включения в нерудных минералах и их интерстициях и 5) свободное из протолок (условно). Изучен химический состав 128 золотин. По содержанию Ag (от 6.49 до 30.8 мас. %) самородное золото месторождения варьирует от высоко- до низкопробного (единичные зерна); для золота в сфалерите характерно присутствие Cu (от 0.85 до 2.27 мас. %). При помощи программы Image Tool количественно оценены морфологические особенности 264 золотин. Морфологические характеристики золота из типов 1–4 отличаются незначительно. Полученные данные о морфологии и размере выделений самородного золота могут быть использованы для совершенствования технологии извлечения золота.

**Ключевые слова:** месторождение Муртыкты, самородное золото, Южный Урал.

**Источник финансирования:** Статья написана в рамках выполнения госбюджетной темы № АААА-А19-119061790049-3.

**Abstract.** The morphology and chemical composition of native gold from the Murtykty deposit (South Urals) are discussed in the paper. Native gold is subdivided into five types: 1) inclusions in sulfides, 2) grains in fractures and interstices of pyrite and other sulfides, 3) grains at the boundaries of sulfides and gangue minerals, 4) inclusions in gangue minerals and their interstices and 5) «free» grains from heavy concentrates. The chemical composition of 128 gold grains is studied. In accordance with Ag content (from 6.49 to 30.8 wt. %), native gold from the deposit varies from high- to low-fineness (rare grains). Native gold in sphalerite contains Cu (0.85–2.27 wt. %). The morphological features of 264 gold grains are quantified using Image Tool software. The morphological characteristics of native gold from types 1–4 are similar. The data on morphology and size of native gold grains can be used for improvement of technology of gold extraction.

**Keywords:** Murtykty deposit, native gold, South Urals.

**Funding information:** Статья написана в рамках выполнения госбюджетной темы № АААА-А19-119061790049-3.

**Для цитирования:** Чухарева Н.С., Белогуб Е.В., Рыжкова Ю.А., Блинов И.А., Рассомахин М.А., Новоселов К.А. Особенности морфологии и химического состава самородного золота месторождения Муртыкты (Южный Урал) Минералогия, 7(1), 54–65. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-4.

**For citation:** Chukhareva N.S., Belogub E.V., Ryzhkova Yu.A., Blinov I.A., Rassomakhin M.A., Novoselov K.A. Features of morphology and chemical composition of native gold from the Murtykty deposit, South Urals Mineralogy, 7(1), 54–65. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-4.

## Введение

Золото является одним из самых дорогих металлов, и в связи с его неизменно высоким спросом совершенствование технологии его извлечения из руд не теряет актуальности. Технологические свойства руд, содержащих золото, определяются как минеральной формой частиц, так и морфологией самородного золота, а также минеральным составом вмещающей матрицы. Южный Урал относится к числу основных золотодобывающих регионов России и, несмотря на более чем двухсотлетнюю историю освоения, до сих пор обладает значительными ресурсами рудного золота (Знаменский, 2009; О состоянии..., 2019). На сегодняшний день золоторудное месторождение Муртыкты является одним из крупнейших по разведанным запасам золота в Республике Башкортостан.

Месторождение расположено в Учалинском районе, в 25 км к северо-востоку от г. Учалы и одноименного гигантского колчеданного месторождения. Месторождение известно с 1890 г. и в разные годы обрабатывалось старательским способом с поверхности и изучалось разными геологическими коллективами: О.А. Нестояновой, Ф.И. Ковалевым, Я.Я. Вецлер, М.Ш. Биковым, Б.М. Садрисламовым, Т.И. Фроловой, В.С. Шарфман, Н.С. Лазаревым, Б.Д. Магадеевым, В.А. Масловым, И.С. Анисимовым, А.П. Бахтиной и др. (Макарова, 2013).

В настоящий момент ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания» производит доизучение месторождения Муртыкты с попутной добычей открытым способом. При разработке технологической схемы было установлено, что для руд характерна пространственная изменчивость, и они являются упорными с точки зрения извлечения гидрометаллургическим способом. По данным добывающей компании отношение  $Au_{\text{щ}}/Au_{\text{общ}}$  (доля золота, извлекаемого при цианировании), которое можно рассматривать как критерий упорности руд, составляет примерно 0.5. Как известно, основная причина упорности золотых руд заключается в их вещественном, прежде всего, минералогическом составе (Мостович, 1923; Yannopoulos, 1991; Chryssoulis, McMullen, 2016). Данная работа обобщает и систематизирует накопленную информацию о составе и морфологических особенностях самородного золота месторождения Муртыкты.

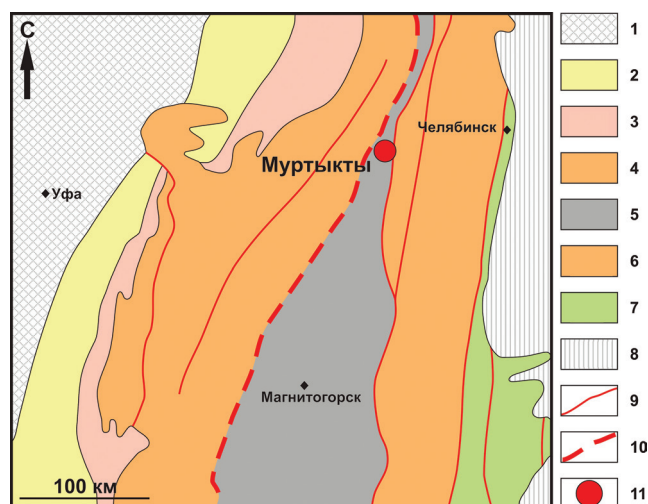


Рис. 1. Положение месторождения Муртыкты на тектонической карте Южного Урала по (Геологическая..., 2001) с упрощениями.

1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Предуральский прогиб; 3 – Западно-Уральская зона; 4 – Центрально-Уральская зона; 5 – Магнитогорская зона; 6 – Восточно-Уральская зона; 7 – Зауральская зона; 8 – Западно-Сибирская плита; 9 – региональные разломы; 10 – Главный Уральский разлом; 11 – месторождение Муртыкты.

Fig. 1. Position of the Murtykty deposit on tectonic map of the South Urals, modified after (Geological..., 2001).

1 – East European platform; 2 – Pre-Uralian foredeep; 3 – West Uralian zone; 4 – Central Uralian zone; 5 – Magnitogorsk zone; 6 – East Uralian zone; 7 – Trans-Uralian zone; 8 – West Siberian plate; 9 – regional faults; 10 – Main Uralian fault; 11 – Murtykty deposit.

## Краткая характеристика геологического строения

Месторождение Муртыкты расположено в северо-восточной части Магнитогорского мегасинклинория в зоне Тунгатаровского разлома (рис. 1). Региональная структурная позиция месторождения определяется приуроченностью к узлам пересечения разломов, в которых контролирующие золото структурные узлы включают взбросо-надвиговые нарушения северо-восточного простирания (Знаменский, 2010). Месторождение Муртыкты относится к полигенно-полихронному вулканогенно-осадочно-гидротермальному генетическому типу (Сазонов и др., 1999).

Рудовмещающими на месторождении являются вулканогенно-осадочные породы ирендыкской и карамалыташской свит ( $D_2$ ) (Сазонов и др., 1999; Novoselov, Belogub, 2005; Серавкин и др., 2013),



которые были сформированы в островодужную стадию развития региона. Золотое оруденение локализовано в зоне интенсивного расланцевания, в пределах которой породы сильно хлоритизированы, окварцованы, серицитизированы, насыщены пиритом и карбонатизированы (Бахтина, 1985; Сазонов и др., 1999; Салихов и др., 2003). Для месторождения характерно пространственное совмещение золотоносной пиритовой минерализации, сингенетичной вмещающим породам, и эпигенетического прожилково-вкрапленного сульфидного и жильно-прожилкового кварц-сульфидного оруденения (Знаменский, 2010).

Сланцеватость и основные разрывные нарушения, преимущественно субвертикальные, имеют субмеридиональное простирание (рис. 2). Сланцеватость согласна с направлением зоны Главного Уральского разлома. На месторождении выделены три рудные зоны: Западная (включая участок Ик-Давлят), Промежуточная и Восточная.

Запасы руды категории С1 + С2 оцениваются в 4.372 млн т руды, золота – 27.854 т, серебра – 52.9 т при среднем содержании золота – 6.4 г/т и серебра 12.1 г/т. Также на месторождении были подсчитаны запасы попутных компонентов по категории С2 – цинка, серы, кадмия, индия, теллура (<http://www.mineral.ru/News/45147.html>).

Рудная минерализация на месторождении Муртыкты вкрапленная, прожилковая, прожилково-вкрапленная, гнездово-вкрапленная и массивная, по минеральному составу может быть разделена на пиритовую и полисульфидную. Структуры руд гип- и аллотриоморфнозернистые, катакластические. Среди рудных минералов преобладает пирит, широко распространены сфалерит, галенит, халькопирит, второстепенные и редкие – пирротин, блеклые руды ряда теннантит–тетраэдрит, самородное золото, теллуриды (гессит, петцит, алтаит, колорадоит (Падучина и др., 2019)). Нерудная матрица состоит из кварца, хлорита, серицита, карбонатов ряда доломит-анкерит, реже – кальцита, сидерита, а также в незначительных количествах – альбита.

### Материалы и методы исследования

Образцы для изучения отбирались из керна скважин, разведочных борозд и карьеров Западной, Восточной и Промежуточной зон месторождения. Все исследования проведены в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс). Оптические исследования проводились с помощью

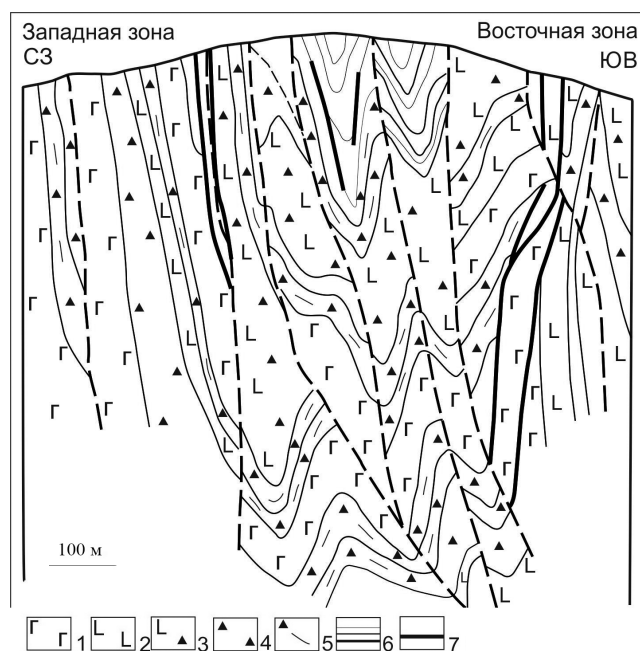


Рис. 2. Геологический разрез через Западную и Восточную зоны месторождения Муртыкты по (Знаменский, 1992) с упрощениями.

1 – долериты и долеритовые порфириды; 2 – базальтовые и андезитобазальтовые порфириды; 3 – туфы и туффиты основного состава; 4 – туфогравелиты; 5 – переслаивание кремнистых сланцев, туфопесчаников и туфогравелитов; 6 – кремнистые сланцы с прослоями вулканомиктовых пород; 7 – зоны оруденения.

Fig. 2. Cross-section of the Western and Eastern zones of the Murtykty deposit, simplified after (Znamensky, 1992).

1 – dolerites and dolerite porphyrites; 2 – porphyry basalts and basaltic andesites, 3 – mafic tuffs and tuffites; 4 – tuff gravelites; 5 – alternation of siliceous shales, tuff sandstones and tuff gravelites; 6 – siliceous shales with interlayers of volcanomictic rocks; 7 – mineralized zones.

поляризационного микроскопа AxioScope A.1 с цифровой приставкой. Для определения химического состава минералов использовался растровый электронный микроскоп Tescan Vega3 SBU с ЭДС Oxford Instruments X-act (аналитики М.А. Рассомахин, И.А. Блинов), в качестве эталонов использованы чистые металлы. Изучен химический состав 128 золотин.

Морфологические характеристики 264 зерен самородного золота количественно подсчитаны в программе Image Tool. Измеряемые характеристики включали: 1) площадь сечения зерна (мкм<sup>2</sup>, максимальное, минимальное и среднее значения, медиана и стандартное отклонение), 2) периметр зерна (мкм, максимальное, минимальное и среднее значения, медиана и стандартное отклонение),

3) размер длинной оси  $a_{\max}$  (мкм, максимальное, минимальное и среднее значения, медиана и стандартное отклонение), 4) размер короткой оси  $a_{\min}$  (мкм, максимальное, минимальное и среднее значения, медиана и стандартное отклонение), 5) удлиненность Elongation (максимальное, минимальное и среднее значения, медиана и стандартное отклонение), 6) округлость Roundness (максимальное, минимальное и среднее значения, медиана и стандартное отклонение), 7) Ферет-диаметр Feret Diameter (диаметр окружности, площадь которой соответствует площади измеренного объекта) (мкм, максимальное, минимальное и среднее значения, медиана, стандартное отклонение) и 8) компактность Compactness (максимальное, ми-

нимальное и среднее значения, медиана, стандартное отклонение).

### Результаты исследований

Самородное золото на месторождении представлено зернами разнообразной морфологии размером до 0.7 мм. В соответствии с положением во вмещающих минералах, зерна самородного золота были разделены нами на пять типов: 1) включения в сульфидах (рис. 3а, б), 2) зерна в трещинах и интерстициях пирита и других сульфидов (рис. 3в), 3) зерна на границе сульфидов и нерудных минералов (рис. 3г), 4) включения в нерудных минералах и их интерстициях (рис. 3г) и 5) «свободное» само-

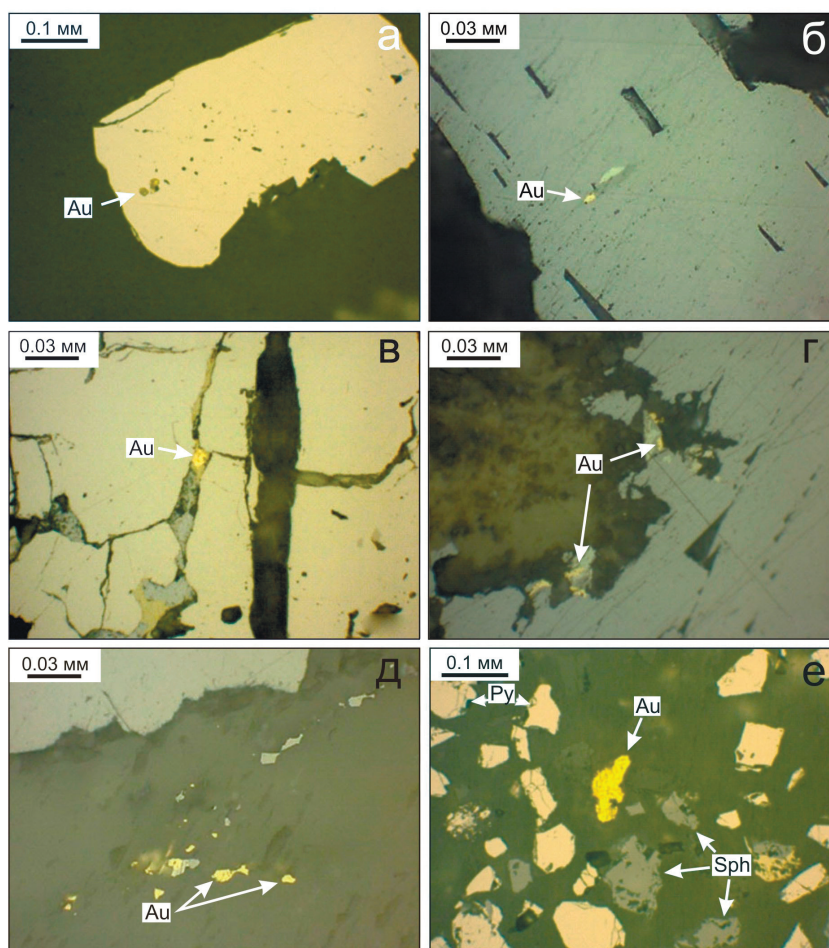


Рис. 3. Типы самородного золота месторождения Муртыкты:

а – включение золота в пирите (тип 1); б – золото в галените с блеклой рудой и теллуридом (тип 1); в – золото в трещинах в сульфидах (тип 2); г – золото в сростании с алтаитом на границе галенит/нерудный минерал (тип 3); д – золото в нерудной матрице в ассоциации с галенитом (тип 4); е – «свободное» золото (тип 5).

Fig. 3. Types of native gold of the Murtykty deposit:

а – inclusion of native gold in pyrite (type 1); б – native gold in galena with fahlore and telluride (type 1); в – native gold in fractures of sulfides (type 2); г – native gold intergrown with altaite at the boundary of galena and gangue mineral (type 3); д – gold in gangue minerals in assemblage with galena (type 4); е – «free» particle of native gold (type 5).

родное золото, выделенное из протолок (рис. 3е). Самородное золото часто ассоциирует с галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, теллуридами.

В соответствии с классификацией (Петровская, 1973) по содержанию Ag самородное золото месторождения Муртыкты варьирует от высоко- до низкопробного (единичные анализы). Среднеарифметическое содержание Au составляет 87.4 мас. % при стандартном отклонении 6.9 мас. %, медианное значение 90.8 мас. % (Падучина и др., 2019).

Тип 1 представлен самородным золотом в виде включений в сульфидах, главным образом, в пирите, реже – в сфалерите, галените и халькопирите. Форма сечений золотин близка к изометрической. Во включениях золотины срastaются с теллуридами (петцитом, гесситом) и сульфидами (галенитом). Этот тип характеризуется пробностью 760–940 ‰, преимущественно в диапазонах 820–890 и 910–940 ‰ (рис. 4). Самые высокие содержания Ag (23.91 мас. %) наблюдаются в золотилах, расположенных в пирите. Более 10 % от общего количества золотин содержат примесь Cu от 0.85 до 2.27 мас. %; Cu свойственна включениям золота в сфалерите (табл. 1).

Тип 2 включает самородное золото в трещинах пирита и на контакте различных сульфидов. Золотины этого типа часто срastaются с алтаитом, блеклой рудой и другими (более поздними по сравнению с матрицей) сульфидами. Содержание Ag в этом типе золотин колеблется от 6.74 до 30.8 мас. %, большая часть анализов укладывается в диапазон пробности (900–940 ‰) (рис. 4), а зерна с высоким содержанием Ag единичны и встречены в трещине пирита в ассоциации с алтаитом. В 25 % золотин данного типа присутствует примесь Cu (0.5–1.71 мас. %) (табл. 1).

Тип 3 представлен золотилами на контакте сульфидов (пирита, галенита, сфалерита) с нерудными минералами. Самородное золото этого типа характеризуется содержаниями Ag 6.80–17.52 мас. %, большая часть анализов попадает в диапазон пробности 910–940 ‰, в то время как лишь единичные характеризуются значениями Ag 14–18 мас. % (табл. 1, рис. 4). В одном зерне присутствует примесь Cu 1.06 мас. %.

Тип 4 характеризует самородное золото в виде включений в нерудных минералах, часто срastaющееся с сульфидами, преимущественно, с галенитом. Содержания Ag в нем колеблются от 6.02 до 26.37 мас. %, при этом больше 80 % золота является высокопробным (910–940 ‰) (рис. 4). В одной золотине содержания Cu составили 0.20 мас. % (табл. 1).

Тип 5 представляет «свободное» золото размером до 700 мкм из протолок богатых окисленных руд, представленных тонкими секущими кварцевыми прожилками (по неопубликованным данным Е.В. Белогуб и К.А. Новоселова 2018 г.), содержания Ag в котором составляют 4.65–17.18 мас. %. В данной группе отсутствуют золотины с примесью Cu, но были отмечены сплавы Au-Ag-Hg (Белогуб, 2009).

На долю высокопробного золота приходится почти 90 % всего золота месторождения (табл. 2). Диапазон пробности 910–930 ‰ преобладает для всех морфологических типов самородного золота. В типах 2–4 минерал такого состава резко преобладает, а в типе 1 присутствует значительное количество зерен самородного золота с более низкой пробностью 850–860 ‰, вследствие чего гистограмма пробности приобретает бимодальный характер (рис. 4). Пробность золота не зависит в целом от того, с какими минералами оно ассоциирует (см. табл. 1). Максимальное количество Ag отмечено в золотине, заключенной в карбонат.

Морфологические характеристики золота типов 1–4 сходны (табл. 3). В аншлифах самые крупные выделения отмечены на контакте сульфидов с нерудными минералами, при этом эти золотины – самые компактные, в то время как наиболее вытянутые в сечении характерны для пластинчатых золотин, находящихся в трещинах сульфидов и в виде включений в них. Размеры зерен самородного золота в основном объеме руд, исключая самородное золото из редко встречающихся секущих прожилков, составляют первые десятки микрометров, редко достигая средних значений >50 мкм по минимальному измерению. Максимальный средний Ферет-диаметр установлен для золотин, локализованных на контакте сульфид/нерудный минерал. Однако золотины этого типа, как и золотины из трещин в сульфидах имеют уплощенную форму.

### Обсуждение

В целом золото из месторождений золото-кварцевого типа более высокопробное, в то время как золото из золото-сульфидных ассоциаций содержит больше Ag, а примесь Cu обычно связывается с присутствием среди вмещающих оруденение пород ультрамафитов (Петровская, 1973, Новгорова, 1983; Morrison et al., 1991).

Таблица 1

Химический состав золота разных типов (мас. %)

Table 1

Chemical composition of gold types (wt. %)

№ п/п	№ ан	Ag	Au	Cu	Сумма	Формула	Примечание
Тип 1. Включения в сульфидах							
В пирите							
1	17408с	7.29	92.71	–	100.0	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub>	
2	18368а	7.17	92.22	–	99.39	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	
3	18368b	7.23	93.04	–	100.27	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	
4	18368е	6.83	93.83	–	100.66	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	
5	18368g	17.41	82.63	–	100.04	Au <sub>0.72</sub> Ag <sub>0.28</sub>	
6	18497с	26.88	72.68	–	99.57	Au <sub>0.60</sub> Ag <sub>0.40</sub>	в поре
7	18338d	14.38	85.16	–	99.54	Au <sub>0.76</sub> Ag <sub>0.24</sub>	
8	18338е	14.62	85.38	–	100.0	Au <sub>0.76</sub> Ag <sub>0.24</sub>	
9	18339с	12.88	87.12	–	100.0	Au <sub>0.79</sub> Ag <sub>0.21</sub>	
10	19355m	12.46	87.98	–	100.44	Au <sub>0.79</sub> Ag <sub>0.21</sub>	
11	19022а	13.91	86.43	–	100.34	Au <sub>0.77</sub> Ag <sub>0.23</sub>	
12	18508b	12.8	87.72	–	100.52	Au <sub>0.79</sub> Ag <sub>0.21</sub>	
13	18507b	9.07	91.52	–	100.59	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub>	
14	18507а	13.33	87.53	–	100.86	Au <sub>0.78</sub> Ag <sub>0.22</sub>	
15	18138а	20.04	79.32	–	99.36	Au <sub>0.68</sub> Ag <sub>0.32</sub>	
16	20288а	23.91	76.72	–	100.63	Au <sub>0.64</sub> Ag <sub>0.36</sub>	в поре, в зональном пирите
В пирите в ассоциации с другими минералами							
17	18337d	6.68	93.0	–	99.68	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	с петцитом
18	18337а	15.92	83.74	–	99.66	Au <sub>0.74</sub> Ag <sub>0.26</sub>	с петцитом и гесситом
19	18444с	15.29	84.23	–	99.52	Au <sub>0.75</sub> Ag <sub>0.25</sub>	с гесситом, петцитом, галенитом, сфалеритом
20	18338а	15.37	84.16	–	99.54	Au <sub>0.75</sub> Ag <sub>0.25</sub>	
21	19019о	16.88	83.68	–	100.56	Au <sub>0.73</sub> Ag <sub>0.27</sub>	
22	18507g	11.0	88.02	–	99.02	Au <sub>0.81</sub> Ag <sub>0.19</sub>	с гесситом
23	18507j	14.72	85.88	–	100.6	Au <sub>0.76</sub> Ag <sub>0.24</sub>	
24	18369f	18.67	81.33	–	100.0	Au <sub>0.70</sub> Ag <sub>0.30</sub>	с теллуридами Au/Ag
25	19355о	16.05	83.95	–	100.0	Au <sub>0.74</sub> Ag <sub>0.26</sub>	с сидеритом
26	19019b	14.11	85.62	–	99.73	Au <sub>0.77</sub> Ag <sub>0.23</sub>	с гесситом и петцитом
27	18446а	7.23	92.75	–	99.98	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	с галенитом
28	18507l	6.49	93.45	–	99.94	Au <sub>0.89</sub> Ag <sub>0.11</sub>	с петцитом
В халькопирите							
29	19355j	17.72	82.42	–	100.14	Au <sub>0.72</sub> Ag <sub>0.28</sub>	
30	19355k	11.17	88.37	–	99.54	Au <sub>0.81</sub> Ag <sub>0.19</sub>	
31	19225u	7.58	93.34	–	100.92	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub>	
32	19022е	13.18	86.22	–	99.40	Au <sub>0.78</sub> Ag <sub>0.22</sub>	
В сфалерите							
33	20339i	7.12	91.89	0.85	99.86	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub> Cu <sub>0.02</sub>	
34	20339j	7.37	91.7	0.99	100.06	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub> Cu <sub>0.03</sub>	
35	19639d	6.49	93.1	–	99.58	Au <sub>0.89</sub> Ag <sub>0.11</sub>	
36	19639n	7.18	92.6	–	99.78	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	
37	18496е	25.92	73.94	–	99.85	Au <sub>0.61</sub> Ag <sub>0.39</sub>	пористое
38	18496f	26.85	72.53	–	99.37	Au <sub>0.60</sub> Ag <sub>0.40</sub>	
39	18140d	6.64	91.09	2.27	100.0	Au <sub>0.82</sub> Ag <sub>0.12</sub> Cu <sub>0.06</sub>	
40	20339g	8.01	90.85	0.97	99.84	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub> Cu <sub>0.03</sub>	с галенитом
41	20339h	7.57	90.95	1.06	99.58	Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.13</sub> Cu <sub>0.03</sub>	
В галените							
42	18496с	24.23	75.17	–	99.39	Au <sub>0.63</sub> Ag <sub>0.37</sub>	пористое
43	18496d	23.67	77.02	–	100.69	Au <sub>0.64</sub> Ag <sub>0.36</sub>	пористое в сростании с гесситом
44	18447b	6.93	93.88	–	100.81	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	сросток с галенитом (концентрат)
45	20339w	8.02	91.78	–	99.8	Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub>	в краевой части галенитового агрегата

Тип 2. В трещинах в сульфидах							
В пирите							
46	17407e	7.72	90.72	1.56	100.0	$Au_{0.83}Ag_{0.13}Cu_{0.04}$	
47	17407f	7.71	90.58	1.71	100.0	$Au_{0.82}Ag_{0.13}Cu_{0.05}$	
48	18368d	6.74	92.5	–	99.24	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$	
49	18444g	7.84	91.72	–	99.57	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$	
50	19355n	15.38	84.62	–	100.0	$Au_{0.75}Ag_{0.25}$	
51	18446b	7.64	92.19	–	99.83	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	
В пирите в ассоциации с другими минералами							
52	17408f	11.45	88.55	–	100.0	$Au_{0.81}Ag_{0.19}$	с галенитом
53	18497a	22.01	78.21	–	100.22	$Au_{0.66}Ag_{0.34}$	
54	18445f	8.50	91.9	–	100.40	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$	с галенитом и сфалеритом
55	20295a	24.52	75.75	–	100.27	$Au_{0.63}Ag_{0.37}$	с галенитом, пористое
56	17408b	9.87	89.63	0.50	100.0	$Au_{0.82}Ag_{0.17}Cu_{0.01}$	с галенитом и блеклой рудой
57	17407a	7.07	92.31	1.03	100.42	$Au_{0.85}Ag_{0.12}Cu_{0.03}$	с галенитом, сфалеритом и теллуридами Pb, Ag, Au-Ag
58	20297f	20.25	78.76	–	99.01	$Au_{0.68}Ag_{0.32}$	со сфалеритом, галенитом, пористое (концентрат)
59	17408e	30.8	69.2	–	100.0	$Ag_{0.65}Au_{0.35}$	с алтаитом
На контакте различных сульфидов							
60	19355g	8.94	91.7	–	100.64	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$	пирит/халькопирит/сфалерит
61	19355h	8.95	91.8	–	100.76	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$	
62	19355i	8.46	92.41	–	100.87	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$	пирит/сфалерит пирит/халькопирит в ассоциации с гесситом
63	18444e	7.71	92.78	–	100.49	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	
64	20294f	14.06	85.99	–	100.05	$Au_{0.77}Ag_{0.23}$	
Тип 3. На границе нерудные минералы/сульфиды							
65	20342a	8.02	91.85	–	99.87	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$	галенит/карбонат
66	20342j	6.80	93.03	–	99.82	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$	кварц/сфалерит
67	20342k	7.90	91.43	–	99.33	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$	сидерит/сфалерит
68	19355l	8.88	91.12	–	100.0	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$	пирит/сфалерит/сидерит
69	19355e	7.40	92.41	–	99.81	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	пирит/нерудная масса
70	19225v	8.35	91.58	–	99.92	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$	пирит/сидерит
71	19225l	17.52	82.01	–	99.53	$Au_{0.72}Ag_{0.28}$	пирит/карбонат, пористое золото
72	19225a	8.46	92.1	–	100.56	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$	пирит/карбонат
Нерудные минералы/сульфиды, в ассоциации с другими минералами							
73	20339k	7.38	92.14	–	99.52	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	сидерит/сульфиды, с галенитом и сфалеритом
74	20339f	7.68	91.99	–	99.67	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	
75	20339d	7.07	92.62	–	99.68	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$	сидерит/сфалерит, в сростании с галенитом и алтаитом
76	20339e	7.53	92.08	–	99.62	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	сидерит/сфалерит в сростании с галенитом
77	19225m	15.13	85.19	–	99.32	$Au_{0.76}Ag_{0.24}$	пирит/карбонат, в сростании с теллуридами
Тип 4. В нерудных минералах							
78	20339n	8.80	90.75	–	99.54	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$	с галенитом
79	20339o	8.55	91.41	–	99.96	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$	
80	20339q	9.08	90.22	–	99.30	$Au_{0.84}Ag_{0.16}$	с галенитом
81	19355d	7.60	92.59	–	100.2	$Au_{0.87}Ag_{0.13}$	
82	19355f	7.11	92.33	–	99.44	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$	с галенитом
83	20287a	25.07	74.75	–	99.82	$Au_{0.62}Ag_{0.38}$	
84	20287b	26.37	73.41	–	99.78	$Au_{0.60}Ag_{0.40}$	с галенитом
85	20287c	14.15	85.48	–	99.63	$Au_{0.77}Ag_{0.23}$	
86	20287d	19.25	80.93	–	100.17	$Au_{0.70}Ag_{0.30}$	с галенитом
87	20287e	18.75	80.76	–	99.51	$Au_{0.70}Ag_{0.30}$	
88	20339v	6.02	93.49	0.20	99.71	$Au_{0.89}Ag_{0.10}Cu_{0.01}$	с галенитом
89	20342c	8.51	91.45	–	99.96	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$	
90	20342d	6.49	92.74	–	99.23	$Au_{0.89}Ag_{0.11}$	

91	19225x	8.26	92.32	–	100.58	Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub>	
92	19225y	7.93	92.01	–	99.94	Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub>	
93	20342g	7.49	91.99	–	99.48	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub>	
94	20342h	7.47	92.32	–	99.79	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub>	
95	20342i	6.37	93.16	–	99.53	Au <sub>0.89</sub> Ag <sub>0.11</sub>	
96	17411e	7.56	92.44	–	100.00	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub>	
97	17411g	7.29	92.71	–	100.00	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub>	
98	20339s	6.14	93.31	–	99.46	Au <sub>0.89</sub> Ag <sub>0.11</sub>	в сидерите
99	20339t	8.10	91.55	–	99.65	Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub>	
100	20339u	6.71	93.00	–	99.71	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	
101	18507h	11.18	88.37	–	99.55	Au <sub>0.81</sub> Ag <sub>0.19</sub>	в кварце
102	18507c	12.60	87.52	–	99.68	Au <sub>0.80</sub> Ag <sub>0.20</sub>	в карбонатной массе
В нерудных минералах в ассоциации с сульфидами, теллуридами							
103	20339m	8.68	90.85	–	99.53	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub>	в сидерите в ассоциации с галенитом
104	20339p	8.76	91.09	–	99.85	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub>	в ассоциации с галенитом
105	20339r	7.84	92.07	–	99.91	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub>	
106	20342b	7.80	91.70	–	99.50	Au <sub>0.87</sub> Ag <sub>0.13</sub>	
107	20342f	8.02	91.49	–	99.52	Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub>	
108	20342e	6.97	92.56	–	99.53	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	в ассоциации с теллуридами
109	17411f	9.09	90.91	–	100.00	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub>	в сростании с галенитом
110	17411b	8.24	91.76	–	100.00	Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub>	в сростании со сфалеритом
111	19225c'	8.48	90.83	–	99.31	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub>	с теллуридами
112	19225z	8.46	91.82	–	100.27	Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub>	в ассоциации с пиритом
113	19225r	8.74	91.38	–	100.12	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub>	в ассоциации с галенитом
114	19225s	8.27	91.59	–	99.86	Au <sub>0.86</sub> Ag <sub>0.14</sub>	
115	18445a	7.00	92.96	–	99.96	Au <sub>0.88</sub> Ag <sub>0.12</sub>	с алтаитом в карбонатной массе
5. Свободное золото из концентратов							
116	19640b	5.30	94.23	–	99.53	Au <sub>0.91</sub> Ag <sub>0.09</sub>	
117	19640a	4.65	94.92	–	99.57	Au <sub>0.92</sub> Ag <sub>0.08</sub>	
118	20297g	16.07	84.00	–	100.07	Au <sub>0.74</sub> Ag <sub>0.26</sub>	
119	20297e	16.11	84.25	–	100.36	Au <sub>0.74</sub> Ag <sub>0.26</sub>	
120	20297b	17.18	82.82	–	100.00	Au <sub>0.73</sub> Ag <sub>0.27</sub>	
121	18367a	6.11	94.63	–	100.74	Au <sub>0.89</sub> Ag <sub>0.11</sub>	
122	18447a	6.19	93.47	–	99.67	Au <sub>0.89</sub> Ag <sub>0.11</sub>	
123	14119u	8.95	90.91	–	99.96	Au <sub>0.84</sub> Ag <sub>0.15</sub>	
124	14119u'	8.43	91.21	–	99.86	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub>	
125	14119v	8.58	91.11	–	99.64	Au <sub>0.85</sub> Ag <sub>0.15</sub>	
126	14119t	4.46	95.49	–	99.69	Au <sub>0.92</sub> Ag <sub>0.08</sub>	
127	14119s	4.50	95.13	–	99.95	Au <sub>0.91</sub> Ag <sub>0.08</sub>	
128	14119r	4.18	95.54	–	99.63	Au <sub>0.92</sub> Ag <sub>0.08</sub>	

*Примечание.* Прочерк – не определено. Формулы рассчитаны на сумму элементов, равную 1. Анализы 123–128 – золото из поздних прожилков (Белогуб, 2009).

*Note.* Dash – not determined. Formulas are recalculated to metal sum of 1. Analyses 123–128 – gold from late veinlets (Belogub, 2009).

Полученные нами результаты показывают, что состав золота из включений в сульфидах и нерудной массе значительно варьирует и не зависит от минерала-хозяина. Состав золота из трещин в сульфидах, контактов сульфидов и нерудных минералов и заключенного в нерудных минералах косвенно может указывать на две стадии образования самородного золота, в течение первой из которых образовалось более низкопробное золото типа 1 (800–860 ‰), во время последующей – более высокопробное (>900 ‰). Более высокие содержания Ag в целом отмечены для золота, ассоциирующе-

го с теллуридами, однако, встречаются единичные золотины, обогащенные Ag, вне теллуридной ассоциации. Состав «свободного» золота из секущих поздних карбонатно-кварцевых прожилков соответствует как очень высокопробному золоту (900–950 ‰), так и умеренно-низкопробному (Белогуб, 2009). В сходных секущих прожилках на участке Ик-Давлят (Учалинский район, Республика Башкортостан) были обнаружены амальгамиды Au и Ag, а высокопробное золото имело «горчичную» структуру и связывалось с окислением теллуридов (Белогуб и др., 2006).

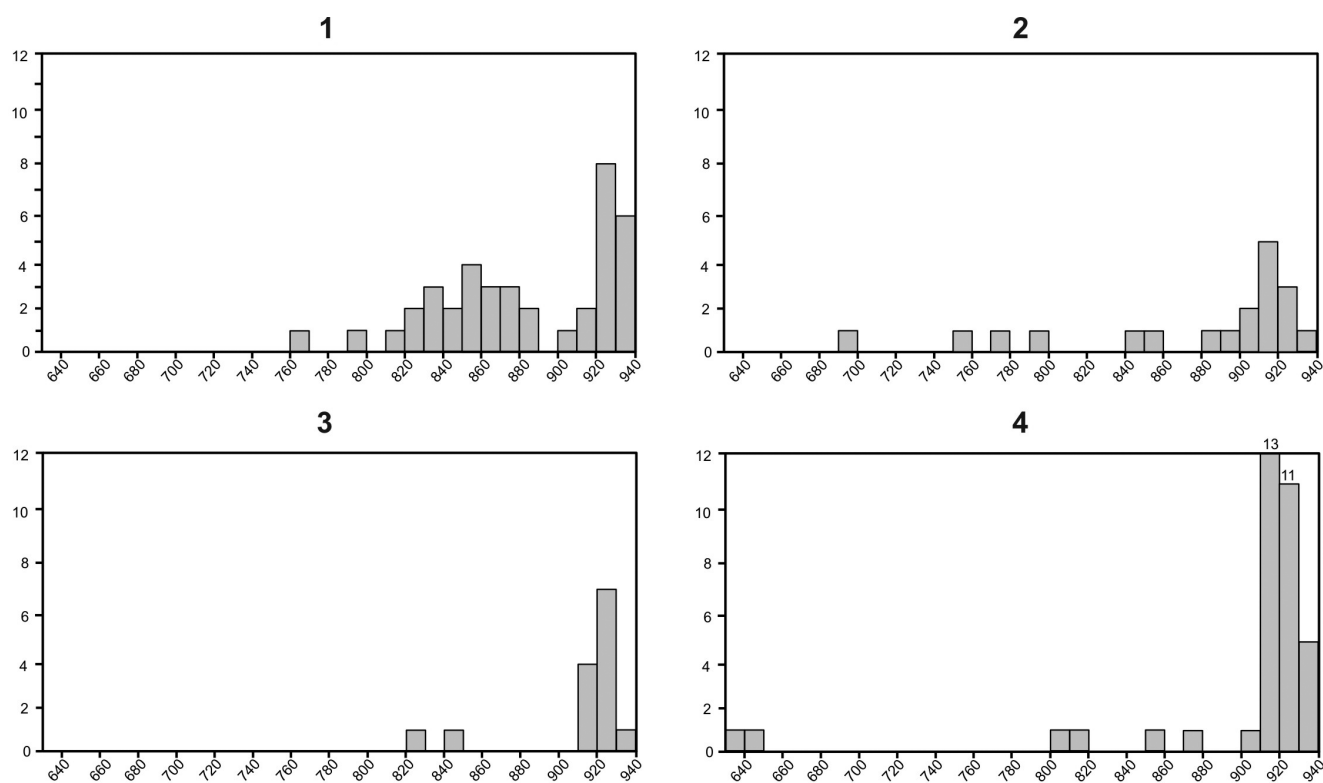


Рис. 4. Пробность самородного золота в зависимости от его типа.

Fig. 4. Fineness of native gold depending on its type.

## Распределение золота по пробности в выделенных типах (количество анализов)

Таблица 2

Table 2

## Distribution of gold by fineness in gold types (number of analyses)

Тип золота	Пробность, ‰			
	900–950	800–899	700–799	600–699
1	18	20	7	
2	11	4	3	1
3	11	2		
4	31	5	2	
Сумма	71 (61.7 %)	31 (27 %)	12 (10.4 %)	1 (0.9 %)

По нашему мнению, часть золота месторождения имеет черты сходства с золотом из колчеданных руд. Состав самородного золота в рудах колчеданных месторождений значительно варьирует в зависимости от минеральной ассоциации. Его пробность колеблется от 530 до 920 ‰, максимум по частоте встречаемости приходится на интервал 830–850 ‰ (Викентьев, 2004; Масленникова, Масленников, 2007; Масленников и др., 2019). Этому интервалу примерно соответствует первый максимум составов золота из включений в сульфидах на месторождении Муртыкты, что не противоречит предположению о синвулканогенной природе первичного накопления золота на месторождении (Сазонов и др., 1999).

На месторождениях березит-лиственитовой формации Южного Урала, как правило, золото с пробностью выше 900 ‰ характерно для метасоматитов с вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализацией (Мечниковское, Ганеевское) и значительные вариации пробности от 700 ‰ и выше – для золота из более поздних кварцевых жил, часто ассоциирующего с теллуридами (Октябрьское, Алтын-Таш) (Belogub et al., 2017). На месторождении Муртыкты более низкопробное золото характерно для более ранней стадии рудобразования, характеризующейся образованием рассеянной вкрапленности сульфидов в вулканогенно-обломочных породах, а более высокопробное – для более поздней, гнездово-прожилковой, которая

Таблица 3

**Морфологические характеристики золота по результатам обработки в программе Image Tool**

Table 3

**Morphological characteristics of gold according to the results of processing in Image Tool program**

	S, мкм <sup>2</sup>	P, мкм	Длина Главной Оси, Мкм	Длина Малой Оси, Мкм	Удлиненность	Округлость	Ферет-диаметр, мкм	Компактность
Тип 1. Включения в сульфидах								
Максимум	22820.1	1435.7	262.0	168.5	19.3	1.30	170.5	1.10
Минимум	0.20	2.60	0.90	0.0	1.00	0.10	0.50	0.20
Среднее	982.2	130.5	29.8	13.3	2.80	0.40	16.6	0.60
Медиана	35.5	36.7	11.6	4.80	1.90	0.30	6.70	0.60
Стандартное отклонение	3584.7	278.1	52.7	26.7	2.90	0.20	31.5	0.20
Тип 2. В трещинах в сульфидах								
Максимум	8533.5	912.6	213.0	94.2	8.30	0.60	104.2	0.80
Минимум	3.50	10.9	3.50	1.00	1.30	0.10	2.10	0.30
Среднее	1230.4	211.6	58.9	22.0	3.10	0.30	29.3	0.50
Медиана	377.8	125.7	36.1	16.5	2.20	0.300	21.9	0.50
Стандартное Отклонение	2273.1	229.6	59.6	21.4	2.00	0.20	27.4	0.20
Тип 3. На границе сульфид/нерудный минерал								
Максимум	30346.0	1875.4	344.1	201.5	4.10	0.50	196.6	0.80
Минимум	1.80	7.40	1.80	1.50	1.20	0.10	1.50	0.40
Среднее	4011.5	310.7	72.7	41.0	1.90	0.30	45.2	0.60
Медиана	8563.3	462.9	94.2	54.1	0.70	0.20	57.1	0.10
Стандартное отклонение	8563.3	462.9	94.2	54.1	0.70	0.20	57.1	0.10
Тип 4. Включения в нерудных минералах								
Максимум	67856.0	4744.5	903.8	323.0	5.60	0.70	293.9	0.80
Минимум	2.80	9.20	3.20	1.00	1.10	0.10	1.90	0.30
Среднее	2705.4	306.6	68.0	28.7	2.20	0.30	31.5	0.60
Медиана	188.6	85.0	22.3	13.2	1.80	0.30	15.5	0.60
Стандартное отклонение	11246.2	788.6	150.8	53.8	1.00	0.20	50.2	0.10

связана с карбонатно-кварцевым метасоматозом. Состав образующегося на более поздней стадии золота соответствует таковому из метасоматитов березит-лиственитовой формации, но отличается значительно более высокой пробностью от состава золота, ассоциирующего с теллуридами из кварцевых жил на месторождениях, связанных с метасоматитами этой формацией.

Описанные морфологические и гранулометрические характеристики золота неблагоприятны для гравитационного извлечения (Бочаров, Абрютин, 2011). Применение гидрометаллургических методов ограничивается значительным распространением теллуридной формы золота (Падучина и др., 2019).

### Закключение

Таким образом, на месторождении Муртыкты преобладает высокопробное (900–950 ‰) и умерен-

но высокопробное золото (800–899 ‰), суммарно составляющие около 90 % от проанализированных золотин. Только 9.8 % от общего количества приходится на относительно низкопробное золото (700–799 ‰). Более низкопробное золото чаще встречается в виде включений в сульфидах, преимущественно – в пирите. Состав самородного золота из включений в различных сульфидах сходен. Включения самородного золота в сфалерите чаще характеризуются присутствием в составе Cu. Самородное золото на месторождении характеризуется мелкими размерами за исключением золота из редких секущих прожилков и частой ассоциацией с теллуридами Pb, Au и Ag. Все перечисленное осложняет обогащение руд как гравитационными, так и гидрометаллургическими методами. Полученные данные о морфологии и размере выделений самородного золота могут быть использованы для совершенствования технологической схемы извлечения золота.



Авторы признательны руководству ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания» за возможность работать с рудами месторождения.

### Литература

Геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) (2001) (под ред. В.И. Козлова). Уфа.

**Бахтина А.П.** (1985) Состав и закономерности формирования метасоматитов на золото-полиметаллическом месторождении Урала: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Свердловск, ИГиГ УНЦ АН СССР, 24 с.

**Белогуб Е.В.** (2009) Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала. *Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук*. Санкт-Петербург, СПбГУ, 617 с.

**Белогуб Е.В.** (2018ф) Информационный отчет о результатах минералогического и петрографического изучения руд и вмещающих пород Муртыктинского месторождения (Башкортостан) в 2017–2018 гг. Миасс, ИМин УрО РАН, 47 с.

**Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Котляров В.А., Фаина И.Б.** (2006) Минералогия окисленных руд золото-полиметаллического месторождения Ик-Давлят (Южный Урал). *Записки РМО*, 135(5), 35–43.

**Бочаров В.А., Абрютин Д.В.** (2011) Технология золотосодержащих руд. Москва, МИСиС, 420 с.

**Викентьев И.В.** (2004) Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. Москва, Научный мир, 338 с.

**Знаменский С.Е.** (1992) Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

**Знаменский С.Е.** (2010) Геологические условия образования и генезис золото-сульфидных месторождений Магнитогорской мегазоны. *Магматизм и метаморфизм в истории земли. XI Всероссийское петрографическое совещание*. Екатеринбург, УГГУ, 257–258.

**Макарова В.Н.** (2013) Геотуризм и «золотая пыль» столетий. Археография Южного Урала: окружающая среда, природные ресурсы и геологические памятники в истории, культуре и жизнеобеспечении народов Евразии. *Материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной году окружающей среды*. Уфа, ИЭИ УНЦ РАН, 54–62.

**Масленникова С.П., Масленников В.В.** (2007) Сульфидные трубы палеозойских «Черных курильщинок» Екатеринбург-Миасс УрО РАН 312 с.

**Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю.** (2019) Минералогия и геохимия древних и современных черных курильщинок. Москва, РАН, 832 с.

**Мостович В.Я.** (1923) Цианирование теллуридов золота. *Известия Томского Технологического Института*, 44, 56–87.

**Новгородова М.И.** (1983) Самородные металлы в гидротермальных рудах М. Наука 287 с.

О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году. Государственный доклад (2019) [http://www.mnr.gov.ru/docs/gosudarstvennye\\_doklady/](http://www.mnr.gov.ru/docs/gosudarstvennye_doklady/)

**Падучина Ю.А., Чухарева Н.С., Новоселов К.А., Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Блинов И.А., Артемьев Д.А., Рассомахин М.А.** (2019) Минералогия благородных металлов месторождения золота Муртыкты, Южный Урал. *Минералогия*, 5(2), 57–69.

**Петровская Н.В.** (1973) Самородное золото. М., Наука. 348 с.

**Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.** (1999) Месторождения золота Урала. Екатеринбург, УГГА, 570 с.

**Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г.** (2003) Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Ч. 1. Уфа, Экология, 222 с.

**Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Родичева З.И.** (2013) Зональность размещения золоторудных месторождений Южного Урала. *Геологический сборник № 10*, Уфа, 225–235.

**Chryssoulis S.L., McMullen J.** (2016) Mineralogical Investigation of Gold Ores. *Gold ore processing (Second edition)* (ed. M.D. Adams). Amsterdam, Elsevier, 57–93.

**Morrison G.W., Rose W.J., Jaireth S.** (1991) Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*, 6(4), 333–364.

**Novoselov K., Belogub E.** (2005) Gold-polymetallic mineralisation of the P'inskoe ore field (South Urals). *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 43, 138–141.

**Yannopoulos J.C.** (1991) The extractive metallurgy of gold. Van Nostrand Reinhold, New York, 282 p.

### References

**Belogub E.V.** (2018) [Information report on results of mineralogical and petrographic study of ores and host rocks of the Murtykty deposit (Bashkortostan) in 2017–2018]. Miass, 47 p. (in Russian)

**Belogub E.V.** (2009) [Supergeneration of sulfide deposits in the southern Urals]. *Dissertation for of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences*. St. Petersburg SPbGU, 617 p. (in Russian)

**Belogub E.V., Novoselov K.A., Kotlyarov V.A., Fadina I.B.** (2006) [Mineralogy of oxidized ores of the gold-polymetallic Deposit IK-Davlyat (southern Urals)]. *Zapiski RMO [Proceedings of Russian Mineralogical Society]*, 135(5), 35–43. (in Russian)

**Bocharov V.A., Abryutin D.V.** (2011) [Technology of gold-bearing ores]. Moscow, MISiS, 420 p. (in Russian)

- Chrysoullis S.L., McMullen J.** (2016) Mineralogical investigation of gold ores. *Gold ore processing (Second edition)* (ed. M.D. Adams). Amsterdam, Elsevier, 57–93.
- Geological map of the Russian Federation Scale of 1:1 000 000, sheet N-40(4) (2001). Edited by V.I. Kozlov, Ufa.
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Lein A.Yu.** (2019) [Mineralogy and geochemistry of ancient and modern black smokers]. Moscow, RAN, 832 p. (in Russian)
- Makarova V.N.** (2013) [Geotourism and «golden dust» of centuries]. *Arkheografia Yuzhnogo Urala: okruzhayushchaya sreda, prirodnye resursy i geologicheskie pamyatniki v istorii, culture i zhizneobespechenii narodov Evrazii. Materialy XIII Vserossiyskoy nauchnoprakticheskoy konferentsii, posvyashchennoy godu okruzhayushcheey sredy [Archeography of the South Urals: environment, natural resources and geological sites of history, culture and livelihoods of people of Eurasia. Proceedings of the XIII All-Russian scientific and practical conference dedicated to the year of the environment]*. Ufa, IEI UNTS RAN, 54–62. (in Russian)
- Morrison G.W., Rose W.J., Jaireth S.** (1991) Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geology Reviews*, 6(4), 333–364.
- Mostovich V.Ya.** (1923) [Cyanidation of gold tellurides]. *Izvestiya Tomskogo Tekhnologicheskogo Instituta [Proceedings of Tomsk Technological Institute]*, 44, 56–87. (in Russian)
- Novoselov K., Belogub E.** (2005) Gold-polymetallic mineralisation of the Il'inskoe ore field (South Urals). *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 43, 138–141.
- Paduchina Yu.A., Chukhareva N.S., Novoselov K.A., Palenova E.E., Belogub E.V., Blinov I.A., Artemyev D.A., Rassomakhin M.A.** (2019) [Mineralogy of precious metals of the Murtykty gold Deposit, southern Urals]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, 5(2), 57–69. (in Russian)
- Petrovskaya V.N.** (1973) [Native gold]. Moscow, Nauka, 348 p. (in Russian)
- Sazonov V.N., Ogorodnikov V.N., Koroteev V.A., Polenov Yu.A.** (1999) [Urals gold deposits]. Yekaterinburg, UGGGA, 570 p. (in Russian)
- Salikhov D.N., Kovalev S.G., Belikova G.I., Berdnikov P.G.** (2003) [Minerals of the Republic of Bashkortostan (gold)]. Part 1. Ufa, Ekologiya, 222 p. (in Russian)
- Seravkin I.B., Znamenskiy S.E., Rodicheva Z.I.** (2013) [Zonality of occurrence of gold deposits in the South Urals]. *Geological collection no. 10*. Ufa, 225–235. (in Russian)
- Vikentiev I.V.** (2004) [Formation conditions and metamorphism of pyrite ores]. Moscow, Nauchny mir, 338 p. (in Russian)
- Yannopoulos J.C.** (1991) The extractive metallurgy of gold. Van Nostrand Reinhold, New York, 282 p.
- Znamenskiy S.E.** (2010) [The geological formation conditions and genesis of gold-sulfide deposits of the Magnitogorsk Megazone]. *Magmatizm i metamorfizm v istorii zemli. XI Vserossiyskoe petrograficheskoe soveshchanie [Magmatism and metamorphism in evolution of the Earth. XI All-Russian petrographic meeting]*. Yekaterinburg, UGGU, 257–258. (in Russian)

УДК 549.0+669.181.28(470.5)

DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-5

**МИНЕРАЛОГИЯ СЫРОДУТНЫХ ШЛАКОВ ШУВАКИШСКОГО  
ЖЕЛЕЗОДЕЛАТЕЛЬНОГО ЗАВОДА  
(ОКРЕСТНОСТИ Г. ЕКАТЕРИНБУРГА, СВЕРДЛОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)**

**Ю.В. Ерохин, А.В. Захаров, Л.В. Леонова**

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского 15, Екатеринбург, 620016 Россия;  
erokhin-yu@yandex.ru*

Статья поступила в редакцию 26.01.2021 г., принята к печати 25.02.2021 г.

**MINERALOGY OF BLOOMERY SLAGS  
OF THE SHUVAKISH IRONWORKS PLANT  
(OUTSKIRTS OF YEKATERINBURG, SVERDLOVSK OBLAST)**

**Yu.V. Erokhin, A.V. Zakharov, L.V. Leonova**

*Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, ul. Akademika Vonsovskogo 15, Yekaterinburg, 620016 Russia;  
erokhin-yu@yandex.ru*

Received 26.01.2021, accepted 25.02.2021

**Аннотация.** Изучена минералогия шлаков Шувакишского железодельательного завода, который был расположен на современной северо-западной окраине г. Екатеринбург и действовал во времена правления царя Петра Великого с 1704 по 1716 гг. Шлаки сложены фаялитовым агрегатом со значительным содержанием герцинита и вюстита, а также с постоянным присутствием шариков железа, стекла, лейцита и ферромерриллита. Химический состав породообразующих и рудных минералов установлен с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV фирмы Jeol с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments (ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург). Изученные шлаки являются продуктами сыродутного железодельательного производства. Температура образования шлаков оценивается в 1177 °С, исходя из эвтектической кристаллизации вюстита с фаялитом, которая наблюдается в шлаках. В качестве сырья на Шувакишском заводе плавил болотную руду, которую, по всей видимости, добывали в ближайшем Молебном болоте, расположенном непосредственно севернее предприятия.

**Ключевые слова:** Средний Урал, Шувакишский завод, сыродутное производство, минералогия, железо, фаялит.

**Abstract.** The mineralogy of slags of the Shuvakish ironworks plant is studied. The plant had been operated during the reign of Peter the Great from 1704 to 1716 years and was located within the present-day northwestern outskirts of Yekaterinburg. The slags are composed of fayalite aggregate with a significant content of hercynite and wüstite and contain spherules of iron, glass, leucite and ferromerrillite. The chemical composition of rock-forming and ore minerals is determined on a JSM-6390LV (Jeol) SEM equipped with an INCA Energy 450 X-Max 80 EDS (Oxford Instruments) (Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg). The slags formed as a result of bloomery iron production. Their formation temperature is estimated in a range of 1177 °C on the basis of eutectic crystallization of wüstite and fayalite. The Shuvakish plant was supplied with marsh iron ore, which was most likely extracted in the nearest Moleben swamp located to the north from the plant.

**Keywords:** Central Urals, Shuvakish plant, bloomery production, mineralogy, iron, fayalite.

**Для цитирования:** Ерохин Ю.В., Захаров А.В., Леонова Л.В. Минералогия сыродутных шлаков Шувакишского железодельательного завода (окрестности г. Екатеринбург, Свердловская область). Минералогия, 7(1), 66–77. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-5.

**For citation:** Erokhin Yu.V., Zakharov A.V., Leonova L.V. Mineralogy of bloomery slags of the Shuvakish ironworks plant (outskirts of Yekaterinburg, Sverdlovsk oblast). Mineralogy, 7(1), 66–77. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-5.

## Введение

Средний Урал уже более 300 лет является металлургическим центром России, и за столь продолжительный временной период здесь накопилось большое количество техногенных отходов (шлаков). Их изучение является актуальной задачей, т. к. многие шлаки представляют собой потенциальную руду, которую можно дополнительно переработать или сразу использовать как минеральное сырье.

Шлаки старинных металлургических заводов являются наиболее интересными объектами. Многие из заводов давно закрыты, их здания разрушены, местами до основания. Поэтому шлаки зачастую являются единственными (косвенными) свидетелями существования таких заводов и поселений возле них. К примеру, местоположение таких среднеуральских заводов, как Тумашевский, Ницинский, Шувакишский и многих других, было установлено в результате археологических раскопок и определено именно благодаря наличию металлургического шлака. Изучение минералогии шлаков позволяет аргументированно реконструировать технологию выплавки металлов, косвенным образом указывает на то, какие руды использовал завод, применялся ли флюс и какую именно продукцию вырабатывало предприятие. Ответы на эти вопросы археологи обычно ищут в архивах, однако реальный ответ можно получить и при исследовании самих образцов. В настоящей работе мы приводим результаты изучения минералогии сыродутных шлаков Шувакишского железодельного завода. Цель исследования – реконструировать наиболее вероятную технологию плавления железной руды, ее тип и источник, основываясь на минеральном составе шлаков.

## Краткая история объекта

В 1704 г. «по указу Великого Государя Петра I Алексеевича» и по указу из Тобольска «тяглец» Новомещанской слободы Ларион Игнатьев Мясников построил на ручье, который вытекал из оз. Шувакиш и впадал в р. Пышму, небольшой частный сыродутный железодельный завод. Сыродутный процесс – это старинный способ получения железа из руды с использованием древесного угля в небольших глиняных или каменных печах. Температура в таких печах была недостаточной (в пределах 1100–1350 °С) для выплавления чистого железа (1539 °С), но при частичном

плавлении руды получалась крица – пластичная масса губчатого железа с включениями силикатного шлака. Накопившийся жидкий шлак выпускали из печи через специальное отверстие, а раскаленную крицу извлекали и многократно проковывали для уплотнения пористого металла и очищения от шлака (Округин и др., 2014).

Для плавки железной руды были поставлены малые рукодутные печи и «велено было у Лариона с того железа брать десятый пуд в казну Великого Государя» (Преображенский, 1972; Курлаев, 1993; 2002). В 1706 г. по иску своего кредитора купца Степана Болотова, Ларион с женой и заводом был «отдан в зажив» за 300 рублей, т. е. фактически в рабство, пока не будет отдан долг. В 1708 г. Л.И. Мясников был убит неизвестными, а его жена сдала завод в аренду арамильским крестьянам, работавшим на этом заводе. В 1710 г. во время восстания, башкиры сожгли дотла заводские строения, многие работники погибли или были уведены в плен, был угнан скот. В 1712 г. хозяин С. Болотов продал восстановленный завод нижегородцу Ивану Леонтьеву Маслянице, но летом 1715 г. последнего убили беглые люди. После этого по распоряжению Губернатора, завод был передан работникам Уктусского завода тулянам А. Мингалеву и Е. Ермилову, но уже в 1716 г. завод прекратил свою деятельность, и на момент закрытия им управлял молотовой мастер Уктусского завода М. Пастухов.

Пик активности предприятия, видимо, приходился на 1708–1709 гг., когда здесь работало четыре больших и два малых молота, четверо ручных мехов, а также две печи, расположенные в деревянном амбаре (6 × 3 м). Выплавленное крицы весом до 29 кг ковались в чистое «железо» с использованием одного молота, действующего от поступающей воды с плотины. Плотина состояла из шести клеток длиной 30 м, шириной 6 м и высотой в 21 ряд бревен. Выплавленное железо в виде криц поставлялось на другие заводы, например, на действующий тогда Уктусский завод. Вероятно, руду на завод доставляли из месторождений болотных руд, расположенных на территории Арамильской слободы, но есть данные и об использовании на заводе в качестве сырья бурого железняка (Чупин, 1873; Алексеев, 2001).

Остатки заводского производства обнаружены в 1986 г. В.А. Борзуновым в окрестностях г. Екатеринбург в 0.5–1 км к северу от заболоченного оз. Шувакиш на правом берегу вытекающего из него ручья Шувакишский Исток. В 1992–1994 гг.

на месте завода были проведены археологические раскопки (Курлаев и др., 1995). Участок местности (120 × 30 м) сейчас сильно изрыт ямами, оставшимися от археологических раскопок. Здесь же установлена одна из опор ЛЭП. Судя по найденному шлаку, обломкам кирпич и глиняных сопел, производство металла было сыродутным. Прилегающий участок ручья удобен для постройки плотины (высота берегов до 4–5 м, расстояние между ними до 30 м). Вероятно, в XVIII в. здесь была плотина, тем более, что сейчас в этом месте есть невысокая дамба, по которой проходит дорога (Курлаев, 1994; Курлаев и др., 1995).

### Методы исследования

Изучение шлаков проведено в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Петрогенные компоненты определены на рентгенофлуоресцентном волновом спектрометре XRF 1800 фирмы Shimadzu, который оснащен мощной (4 кВт) рентгеновской трубкой (Rh-анод), кристаллами-анализаторами TAP, PET, Ge, LiF (200), а также стабилизатором вакуума, проточно-пропорциональным и сцинтилляционным счетчиками (аналитик Н.П. Горбунова). Потери при прокаливании установлены методом мокрой химии (аналитик Г.С. Неупокоева). К сожалению, из-за большого содержания железа в пробе, отношения окисной и закисной форм железа определено не было.

Химический состав породообразующих и рудных минералов в шлаках определен с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV фирмы Jeol с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments (аналитик Л.В. Леонова). На этом же приборе сделаны фотографии минералов в режиме обратно-рассеянных электронов (BSE). Для исследований использовались полированные петрографические шлифы, вырезанные из кусочков шлаков.

### Результаты исследований

Шлаки Шувакишского завода обнаружены нами в июне 2020 г. северо-западнее г. Екатеринбурга и севернее одноименного озера на правом берегу ручья Шувакишский Исток (рис. 1). В 200 м севернее места находок проходит оживленная кольцевая трасса ЕКАД. На месте расположения завода в 2003 г. краеведами был установлен памятный знак (рис. 2).

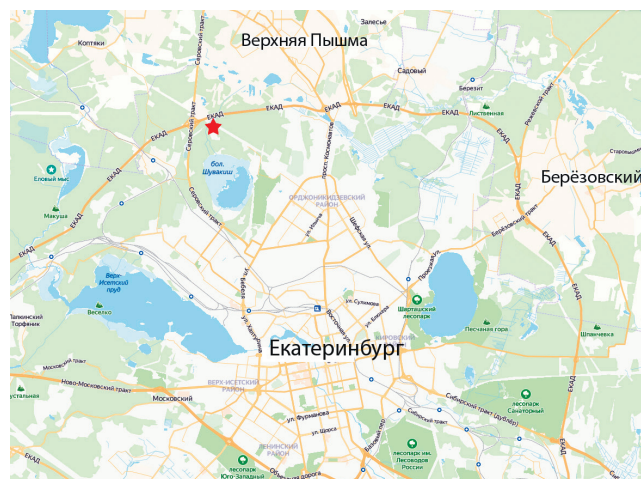


Рис. 1. Положение Шувакишского завода (звездочка) на северо-западной окраине г. Екатеринбурга.

По материалам сервиса Яндекс.Карты.

Fig. 1. Position of the Shuvakish plant (asterisk) in the northwestern outskirts of Yekaterinburg.

After materials of Yandex.Maps.



Рис. 2. Памятный знак на месте Шувакишского завода. Фото Ю.В. Ерохина.

Fig. 2. Memorial sign in area of the Shuvakish plant. Photo by Yu.V. Erokhin.

Шлаки обнаружены в небольшой березовой роще (N 56°93' 68.5" E 060°52'75.7"), которая выросла на территории бывшего завода в местах археологических раскопок. Последние имеют вид квадратных углублений (ямы до 0.5 м в глубину) с вывалами почвы по периферии выработок. Многочисленные шлаки хорошо видны благодаря своей бурой окраске и имеют размеры от первых сантиметров до полуметра (рис. 3). Общее количество шлаков оценить достаточно трудно, однако учитывая территорию завода и немного приподнятый характер ландшафта, можно примерно оценить объ-



Рис. 3. Образец шлака, обнаруженный на месте Шувакишского завода.

Фото Ю.В. Ерохина.

Fig. 3. A slag sample found in area of the Shuvakish plant.  
Photo by Yu.V. Erokhin.

ем шлака от нескольких десятков до сотен тонн. Образцы обладают пористой структурой, при раскалывании содержат большое количество древесного угля и обильную вкрапленность металла. Для изучения было отобрано около 20 образцов шлака. Визуально все они выглядят одинаково, поэтому для исследования было отобрано три наиболее крепких образца.

Отобранные шлаки сложены фаялитовым агрегатом со значительным содержанием герцинита и вюстита, а также постоянным присутствием шариков железа. Химический состав шлака (мас. %):  $P_2O_5$  0.79,  $SiO_2$  22.16,  $TiO_2$  0.30,  $V_2O_5$  0.07,

$Al_2O_3$  7.26,  $FeO_{общ}$  63.00,  $MgO$  1.03,  $MnO$  2.89,  $CaO$  1.17,  $K_2O$  0.63,  $Na_2O$  0.39, сумма 99.69.

Фаялит – главный минерал в шлаке, он слагает две генерации: породообразующий гипидиоморфный агрегат (рис. 4, 5а) и скопления мелких зерен в стекле. Фаялит первой генерации резко преобладает количественно и сложен короткопризматическими индивидами размером до 0.5 мм в длину, а вторая генерация представлена ксеноморфными зернами до 40 мкм. Оливин в массе на свежем сколе выглядит черным, а в шлифе окрашен в светло-желтый цвет и обладает слабым плеохроизмом в желтоватых тонах. Минерал содержит большое количество включений герцинита и вюстита. Породообразующий фаялит характеризуется устойчивым составом (табл. 1, ан. 1–4) и содержит примеси  $MnO$  (до 4.8 мас. %),  $MgO$  (до 3.4 мас. %) и  $CaO$  (до 0.6 мас. %). Вблизи включений металла содержание  $MgO$  в оливине резко падает до 1.1 мас. %. При пересчете на кристаллохимическую формулу почти все анализы попадают в поле феррогортонолита, т. к. содержат миналы форстерита (до 9 %), тефроита (до 7 %) и кальциооливина (до 2 %). Ксеноморфные зерна в стекле отличаются большим количеством примесей (табл. 1, ан. 5–7) и содержат примеси  $MnO$  (до 4.1 мас. %),  $CaO$  (до 3.0 мас. %),  $P_2O_5$  (до 0.6 мас. %),  $Al_2O_3$  (до 0.3 мас. %) и  $TiO_2$  (до 0.2 мас. %). Магний в этом оливине полностью отсутствует. При пересчете анализы попадают в поля феррогортонолита и собственно фаялита, т. к. содержат миналы тефроита (до 6 %) и кальциооливина (до 6 %).

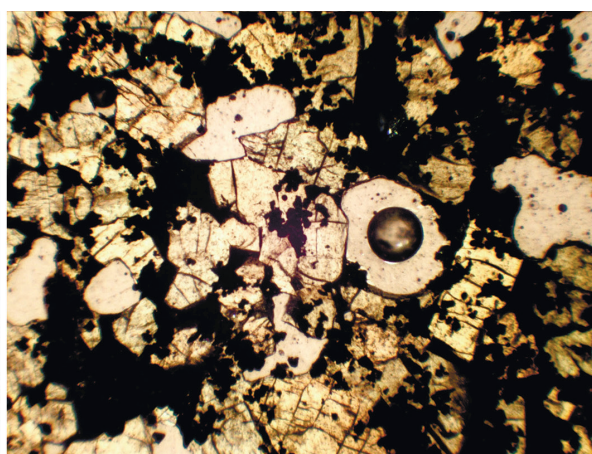
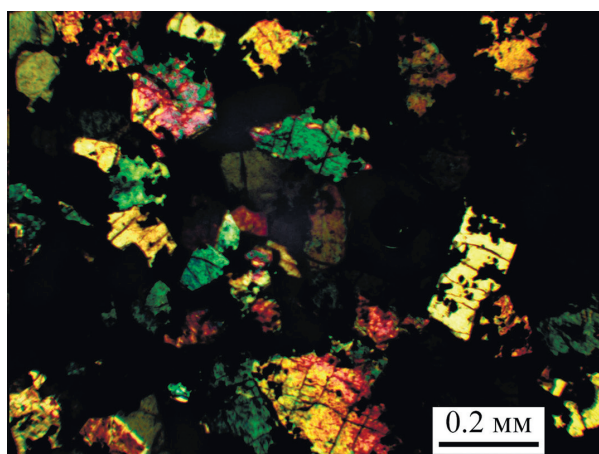


Рис. 4. Структура шлака Шувакишского завода, сложенного агрегатом фаялита с включениями рудных минералов:

а – с анализатором, б – без анализатора. Фото полированного шлифа

Fig. 4. Structure of slag of the Shuvakish plant composed of fayalite aggregate with inclusions of ore minerals:  
а – with analyzer, б – without analyzer. Photo of the polished section.

Таблица 1

## Химический состав фаялита в шлаках Шувакшского завода (мас. %)

Table 1

## Chemical composition of fayalite from slags of the Shuvakish plant (wt. %)

№ п/п	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма
1	–	30.72	–	–	60.76	4.70	3.44	0.37	100
2	–	30.41	–	–	61.62	4.75	2.86	0.36	100
3	–	30.32	–	–	62.04	4.67	2.55	0.42	100
4	–	29.86	–	–	63.98	4.56	1.05	0.56	100
5	0.33	29.86	–	0.20	64.24	4.00	–	1.38	100
6	0.33	29.85	0.15	0.32	63.33	3.89	–	2.12	100
7	0.64	29.74	0.13	–	62.46	4.05	–	2.99	100
Кристаллохимические формулы									
1	(Fe <sub>1.68</sub> Mg <sub>0.17</sub> Mn <sub>0.13</sub> Ca <sub>0.01</sub> ) <sub>1.99</sub> [Si <sub>1.01</sub> O <sub>4</sub> ]								
2	(Fe <sub>1.71</sub> Mg <sub>0.14</sub> Mn <sub>0.13</sub> Ca <sub>0.01</sub> ) <sub>1.99</sub> [Si <sub>1.01</sub> O <sub>4</sub> ]								
3	(Fe <sub>1.72</sub> Mn <sub>0.13</sub> Mg <sub>0.13</sub> Ca <sub>0.02</sub> ) <sub>2.00</sub> [Si <sub>1.00</sub> O <sub>4</sub> ]								
4	(Fe <sub>1.80</sub> Mn <sub>0.13</sub> Mg <sub>0.05</sub> Ca <sub>0.02</sub> ) <sub>2.00</sub> [Si <sub>1.00</sub> O <sub>4</sub> ]								
5	(Fe <sub>1.81</sub> Mn <sub>0.12</sub> Ca <sub>0.05</sub> ) <sub>1.98</sub> [(Si <sub>1.00</sub> Al <sub>0.01</sub> P <sub>0.01</sub> ) <sub>1.02</sub> O <sub>4</sub> ]								
6	(Fe <sub>1.78</sub> Mn <sub>0.11</sub> Ca <sub>0.08</sub> ) <sub>1.97</sub> [(Si <sub>1.01</sub> Al <sub>0.01</sub> P <sub>0.01</sub> ) <sub>1.03</sub> O <sub>4</sub> ]								
7	(Fe <sub>1.75</sub> Mn <sub>0.12</sub> Ca <sub>0.11</sub> ) <sub>1.98</sub> [(Si <sub>1.00</sub> P <sub>0.02</sub> ) <sub>1.02</sub> O <sub>4</sub> ]								

Примечание. Анализы 1–4 – породообразующий фаялит, 5–7 – фаялит из стекла.

Note. Analyses 1–4 – rock-forming fayalite, 5–7 – fayalite from glass.

Таблица 2

## Химический состав герцинита из шлака (мас. %)

Table 2

## Chemical composition of hercynite from slags (wt. %)

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	0.82	1.71	–	–	48.03	10.54	38.02	1.47	–	100.59
2	0.72	2.26	–	–	45.95	12.27	38.01	1.45	–	100.66
3	0.38	0.36	0.32	0.22	51.50	8.18	36.25	1.49	1.69	100.39
4	0.50	0.37	0.34	0.68	51.18	8.47	35.85	1.44	1.92	100.75
5	0.53	0.39	0.44	1.51	50.44	8.27	35.76	1.49	1.90	100.73
6	0.47	0.30	0.38	2.00	49.96	8.68	35.52	1.45	1.81	100.57
Кристаллохимические формулы										
1	(Fe <sup>2+</sup> <sub>0.96</sub> Mn <sub>0.04</sub> ) <sub>1.00</sub> (Al <sub>1.70</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.24</sub> Ti <sub>0.04</sub> Si <sub>0.02</sub> ) <sub>2.00</sub> O <sub>4</sub>									
2	(Fe <sup>2+</sup> <sub>0.96</sub> Mn <sub>0.04</sub> ) <sub>1.00</sub> (Al <sub>1.65</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.28</sub> Ti <sub>0.05</sub> Si <sub>0.02</sub> ) <sub>2.00</sub> O <sub>4</sub>									
3	(Fe <sup>2+</sup> <sub>0.89</sub> Mg <sub>0.07</sub> Mn <sub>0.04</sub> ) <sub>1.00</sub> (Al <sub>1.78</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.18</sub> V <sub>0.01</sub> Cr <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>2.00</sub> O <sub>4</sub>									
4	(Fe <sup>2+</sup> <sub>0.88</sub> Mg <sub>0.08</sub> Mn <sub>0.04</sub> ) <sub>1.00</sub> (Al <sub>1.77</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.18</sub> Cr <sub>0.02</sub> V <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>2.00</sub> O <sub>4</sub>									
5	(Fe <sup>2+</sup> <sub>0.88</sub> Mg <sub>0.08</sub> Mn <sub>0.04</sub> ) <sub>1.00</sub> (Al <sub>1.75</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.18</sub> Cr <sub>0.04</sub> V <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>2.00</sub> O <sub>4</sub>									
6	(Fe <sup>2+</sup> <sub>0.88</sub> Mg <sub>0.08</sub> Mn <sub>0.04</sub> ) <sub>1.00</sub> (Al <sub>1.73</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.19</sub> Cr <sub>0.05</sub> V <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>2.00</sub> O <sub>4</sub>									

Примечание. Анализы 1, 2 – включения в породообразующем фаялите, 3–6 – в ассоциации со стеклом. Трехвалентное железо рассчитано по стехиометрии.

Note. Analyses 1, 2 – inclusions in rock-forming fayalite, 3–6 – in assemblage with glass. Ferric iron is recalculated by stoichiometry.

Герцинит является второстепенным минералом шлака и встречается в краевых частях кристаллов фаялита, а также тяготеет к стеклу. Образует изометричные, часто хорошо образованные кристаллы размером до 100 мкм в поперечнике (рис. 5а, б). Содержит только включения железа. По химическому составу минерал может быть разделен на две группы – включения в породообразующем

фаялите (табл. 2, ан. 1, 2) и зерна в ассоциации со стеклом (табл. 2, ан. 3–6). Включения имеют относительно простой состав, они характеризуются более высоким содержанием железа, заметной примесью TiO<sub>2</sub> (до 2.3 мас. %) и полным отсутствием MgO. По результатам кристаллохимического пересчета герцинит содержит минералы магнетита (до 14 %), шпинели (до 5 %) и галаксита (до 4 %). Зер-

Таблица 3

Химический состав вюстита из шлака (мас. %)

Table 3

Chemical composition of wustite from slags (wt. %)

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	Сумма	Кристаллохимические формулы
1	0.83	1.13	0.47	96.30	1.27	–	100	(Fe <sub>0.96</sub> Mn <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Al <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> O
2	0.76	1.11	0.78	96.19	1.16	–	100	(Fe <sub>0.96</sub> Mn <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Al <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> O
3	0.67	1.03	0.78	96.37	1.15	–	100	(Fe <sub>0.96</sub> Mn <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Al <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> O
4	0.75	0.79	0.62	96.49	1.23	0.12	100	(Fe <sub>0.96</sub> Mn <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Al <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> O
5	0.87	0.78	0.54	96.63	1.05	0.13	100	(Fe <sub>0.96</sub> Mn <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Al <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> O
6	0.87	0.78	0.48	96.79	1.01	0.07	100	(Fe <sub>0.96</sub> Mn <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> Al <sub>0.01</sub> Si <sub>0.01</sub> ) <sub>1.00</sub> O

Примечание. Анализы 1–3 – включения в породообразующем фаялите, 4–6 – включения в стекле.

Note. Analyses 1–3 – inclusions in rock-forming fayalite, 4–6 – inclusions in glass.

Таблица 4

Химический состав лейцита, ферромеррилита и стекла из шлака (мас. %)

Table 4

Chemical composition of leucite, ferromerrillite and glass from slags (wt. %)

№ п/п	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	SrO	BaO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
Лейцит											
1	–	53.39	24.06	1.65	–	–	1.22	–	0.83	18.84	100
2	–	53.35	23.85	1.76	–	–	1.05	–	0.71	19.27	100
3	–	53.49	23.58	2.88	–	–	0.66	0.55	0.66	18.17	100
Ферромерриллит											
4	40.94	3.30	–	6.37	0.66	1.63	–	44.46	2.14	0.50	100
5	39.60	4.65	–	6.20	0.99	–	–	45.94	2.25	0.37	100
6	38.72	5.77	–	5.78	0.47	–	–	46.05	2.51	0.70	100
Стекло											
7	5.29	40.89	23.34	7.45	0.30	–	0.57	9.36	10.15	2.65	100
8	9.21	36.66	18.78	8.66	0.35	–	1.13	13.42	9.56	2.24	100
9	5.28	33.84	15.66	24.43	0.36	–	1.43	5.90	0.93	12.16	100
10	12.71	37.88	17.33	2.92	–	–	1.00	13.36	1.13	13.67	100
Кристаллохимические формулы											
1	(K <sub>0.87</sub> Na <sub>0.06</sub> Fe <sub>0.05</sub> Ba <sub>0.02</sub> ) <sub>1.00</sub> [Al <sub>1.04</sub> Si <sub>1.96</sub> O <sub>6</sub> ]										
2	(K <sub>0.90</sub> Na <sub>0.05</sub> Fe <sub>0.05</sub> Ba <sub>0.02</sub> ) <sub>1.02</sub> [Al <sub>1.03</sub> Si <sub>1.95</sub> O <sub>6</sub> ]										
3	(K <sub>0.85</sub> Na <sub>0.05</sub> Fe <sub>0.09</sub> Ca <sub>0.02</sub> Ba <sub>0.01</sub> ) <sub>1.02</sub> [Al <sub>1.02</sub> Si <sub>1.96</sub> O <sub>6</sub> ]										
4	(Ca <sub>8.82</sub> Sr <sub>0.18</sub> ) <sub>9.00</sub> (Na <sub>0.77</sub> K <sub>0.12</sub> ) <sub>0.89</sub> (Fe <sub>0.99</sub> Mn <sub>0.10</sub> ) <sub>1.09</sub> [(P <sub>6.41</sub> Si <sub>0.61</sub> ) <sub>7.02</sub> O <sub>28</sub> ]										
5	Ca <sub>9.02</sub> (Na <sub>0.80</sub> K <sub>0.09</sub> ) <sub>0.89</sub> (Fe <sub>0.95</sub> Mn <sub>0.15</sub> ) <sub>1.10</sub> [(P <sub>6.14</sub> Si <sub>0.85</sub> ) <sub>6.99</sub> O <sub>28</sub> ]										
6	Ca <sub>8.98</sub> (Na <sub>0.89</sub> K <sub>0.16</sub> ) <sub>1.05</sub> (Fe <sub>0.88</sub> Mn <sub>0.07</sub> ) <sub>0.95</sub> [(P <sub>5.97</sub> Si <sub>1.05</sub> ) <sub>7.02</sub> O <sub>28</sub> ]										

на герцинита в ассоциации со стеклом имеют более сложный состав, характеризуются меньшим содержанием железа, большей глиноземистостью и высоким количеством примесей. Из значимых примесей можно отметить присутствие Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 2.0 мас. %), MgO (до 1.9 мас. %) и MnO (до 1.5 мас. %). По результатам кристаллохимических пересчетов герцинит содержит миналы магнетита (до 10 %), шпинели (до 8 %), галаксита (до 4 %) и хромита (до 3 %).

Вюстит так же, как и герцинит, является второстепенным минералом, образуя обильные изометричные или скелетные включения в фаялите и в матрице стекла (рис. 5б–г). В оливине встречаются каплевид-

ные ориентированные включения оксида железа. Размер зерен вюстита резко варьирует от 100–120 мкм (включения в оливине) до первых микрометров (мелкие каплевидные выделения в виде структур распада в стекле и оливине). Минерал сильномагнитный и на срезе в шлифах быстро окисляется на воздухе. По составу (табл. 3) полностью соответствует вюститу и содержит не более 4 % примесей. Из значимых примесей можно упомянуть MnO (до 1.3 мас. %) и TiO<sub>2</sub> (до 1.1 мас. %). Вюстит из включений в фаялите более титанистый и марганцовистый, а вюстит из стекла содержит небольшую, но устойчивую примесь CaO (до 0.1 мас. %).



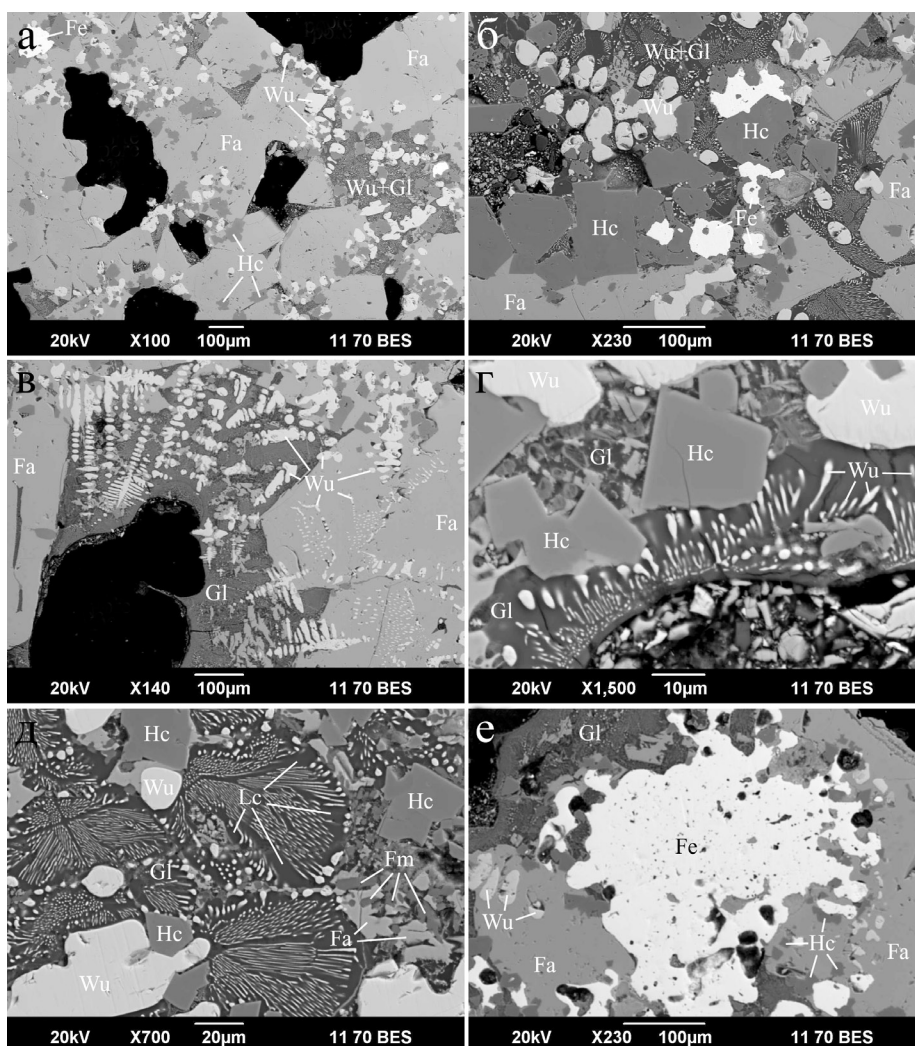


Рис. 5. Минералы шлаков Шувакишского завода (BSE фото):

а – агрегат фаялита (Fa) с порами (черное) и включениями герцинита (Hc), вюститита (Wu), железа (Fe) и стекла (Gl); б – зерна герцинита с включениями железа, отделяющие агрегат фаялита от вюститита и стекла; в – скелетные кристаллы и капли вюститита в фаялите и стекле; г – кристаллы герцинита и выделения вюститита в разнородном стекле; д – включения ферромерриллита (Fm) и лейцита (Lc) в стекле; е – включение железа в агрегате фаялита и герцинита.

Fig. 5. Minerals of slags of the Shuvakish plant (BSE images):

а – aggregate of fayalite (Fa) with pores (black) and inclusions of hercynite (Hc), wüstite (Wu), iron (Fe) and glass (Gl); б – hercynite grains with inclusions of iron, which divide the fayalite aggregate from wüstite and glass; в – skeletal crystals and droplets of wüstite in fayalite grains and glass; г – hercynite crystals and wüstite grains in heterogeneous glass; д – ferromerrillite (Fm) and leucite (Lc) inclusions in glass; е – iron inclusion in fayalite-hercynite aggregate.

*Лейцит* встречается исключительно в стекле, где образует изометричные и слабо удлиненные индивиды, размером до 50 мкм в длину (рис. 5д). В BSE-режиме он похож на стекло, но отличается тем, что не содержит включений. По химическому составу (табл. 4, ан. 1–3) минерал близок теоретическому составу (мас. %) –  $K_2O$  21.58,  $Al_2O_3$  23.36,  $SiO_2$  55.06. Из примесей отмечены FeO (до 2.9 мас. %), BaO (до 1.2 мас. %),  $Na_2O$  (до 0.8 мас. %) и CaO (до 0.6 мас. %). По результатам кристаллохимических

пересчетов видно, что в позиции калия существует дефицит, который, по всей видимости, компенсируется примесными элементами.

*Ферромерриллит* так же, как и лейцит, встречается исключительно в стекле, где слагает хорошо образованные короткопризматические индивиды размером до 30 мкм в длину (рис. 5д). Он ассоциирует с ксеноморфным фаялитом, который обрастает идиоморфные кристаллы фосфата и их сростки. Именно этот оливин содержит примесь  $P_2O_5$ ,

(до 0.6 мас. %). Индивиды фосфата не содержат каких-либо минеральных включений. Они имеют достаточно устойчивый и необычный химический состав (табл. 4, ан. 4–6), который пересчитывается на формулу ферромерриллита –  $\text{Ca}_9\text{NaFe}^{2+}(\text{PO}_4)_7$ . Минерал также содержит  $\text{SiO}_2$  (до 5.8 мас. %),  $\text{SrO}$  (до 1.6 мас. %),  $\text{MnO}$  (до 1.0 мас. %) и  $\text{K}_2\text{O}$  (до 0.7 мас. %).

Стекло встречается по всей матрице шлака в интерстициях индивидов фаялита и составляет до 10–15 об. % породы. Выделения стекла всегда имеют неправильную ксеноморфную форму и достигают размеров до 0.4 мм. Визуально стекло окрашено в черный цвет, вероятно, за счет обильной вкрапленности мельчайших включений вюстита и других минералов (герцинита, лейцита, фаялита и ферромерриллита). В BSE-режиме (рис. 5в–д) стекло выглядит неоднородным и пятнистым, что отражается и в виде разнородного химического состава (табл. 4, ан. 7–10). По составу стекло делится на два типа – натровое и калиевое при общем содержании щелочей от 11 до 15 мас. %. Стекло постоянно содержит примеси  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 12.7 мас. %) и  $\text{BaO}$  (до 1.4 мас. %).

Железо образует крупные ксеноморфные, местами губчатые выделения размером до 1 см. На срезе оно имеет белый цвет с металлическим блеском и со временем ржавеет. В BSE-режиме (рис. 5а, б, е) железо выглядит самым ярким на фоне остальных минералов, но содержит большое количество включений, в основном, фаялита и, реже, герцинита. По составу оно чистое с небольшими примесями  $\text{Cr}$  (0.25–0.63 мас. %) и  $\text{Si}$  (0.30–0.77 мас. %). В отдельных зернах и на участках крупных скоплениях железо не содержит примесей.

### Обсуждение результатов

*Минералого-геохимические черты шлаков.* Полученные данные по химическому и минеральному составу шлака Шувакишского завода позволяют говорить о том, что предприятие занималось выплавкой чистого железа с небольшим количеством примесей, хотя обычно при сыродутном процессе металл получался более загрязненным (Buchwald, 2005). Минеральный состав фаялитового шлака Шувакишского завода хорошо сопоставляется с другими сыродутными шлаками железодельного производства (Округин и др., 2014; Stepanov et al., 2020; Portillo-Blanco et al., 2020). Так, шувакишский фаялит имеет общие черты химического состава с

фаялитом из шлаков Мариинского железодельного завода (Свердловская область), который действовал южнее г. Ревды с 1793 по 1911 гг. (Козлов и др., 2011). При этом шувакишский оливин резко отличается от своих аналогов из шлаков Среднеуральского медеплавильного (Ерохин, Козлов, 2010) и Режевского никелевого (Ерохин, 2012) заводов, но хорошо коррелирует с фаялитом из шлаков сыродутного железодельного производства (Округин и др., 2014; Stepanov et al., 2020; Portillo-Blanco et al., 2020).

Герцинит является редким минералом для металлургических шлаков и на среднеуральских заводах он установлен в отходах Мариинского железодельного (Козлов и др., 2011) и Режевского никелевого (Ерохин, 2012) заводов. В обоих случаях он встречался как очень редкий минерал, который приурочен исключительно к скоплениям хромита.

Вюстит, являясь крайне редким природным минералом, в техногенных образованиях и в шлаках, наоборот, встречается часто. Он отмечался в «черных блоках» горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (Чесноков, Щербакова, 1991) и отходах Мариинского железодельного завода (Козлов и др., 2011). Включения и скелетные кристаллы вюстита в матрице фаялита часто встречаются в продуктах (шлаках) древних железодельных металлургических производств на территории современной Европы (Buchwald, 2005).

Лейцит является редким минералом металлургических шлаков, и в отходах среднеуральских заводов не описывался. Минерал встречался в продуктах плавления полиметаллических (Warchulski et al., 2016) и свинцово-серебряных (Ströbele et al., 2010) руд, при переплавлении песка в древних погребальных кострах (Artemyev et al., 2018) и в шлаках сыродутных железодельных производств (Selskiené, 2007; Kramar et al., 2015).

Ферромерриллит открыт относительно недавно в так называемых «марсианских» метеоритах (Britvin et al., 2016). Он является железистым аналогом мерриллита, гораздо более широко распространенного фосфата из обыкновенных хондритов и других внеземных образований. В металлургических шлаках ферромерриллит еще не описывался, хотя во многих публикациях, посвященных сыродутному железодельному производству, часто упоминались фосфатные фазы, не определенные до минерального вида (Selskiené, 2007; Kramar et al., 2015).



Рис. 6. Положение Шувакишского завода (звездочка) в окрестностях г. Екатеринбурга на карте 1924 г., по (Быков, 1924).

Fig. 6. Position of the Shuvakish plant (asterisk) in the outskirts of Yekaterinburg in a map of 1924, after (Bykov, 1924).

Температура образования сыродутных шлаков Шувакишского завода оценивается в  $1177^{\circ}\text{C}$ , исходя из эвтектической кристаллизации вюститита с фаялитом (Bowen, Schairer, 1932 и др.), признаки которой (ориентированные включения оксида железа в оливине) отмечались нами в изученных образцах.

**Источник и состав руды.** Археологи указывают на то, что на предприятии плавил болотную руду, но имеются данные и об использовании на заводе в качестве сырья бурого железняка (Чупин, 1873; Алексеев, 2001). Известно, что болотная руда на 60–70 % состоит из лимонита, поэтому сырьем в любом случае был бурый железняк. Шлаки Шувакишского завода характеризуются повышенным содержанием P, Ca и щелочей, т. е. тех компонентов, которые в избытке отмечаются в болотной руде. И хотя некоторые археологи объясняют присутствие Na и K в шлаке их переходом из древесного угля (Pleiner, 2000), это противоречит минеральному составу болотной руды, где, наряду с бурым железняком, присутствуют глины монтмориллонитового ряда, кварц с полевым шпатом (песок) и органические остатки (см., например, Кулешевич и др., 2010). При этом глина практически всегда содержит Ca и щелочи (Булах, 1999). Высокое содержание Mn в породообразующем фаялите и самом шлаке также говорит об использовании в качестве

сырья болотной руды, т. к. именно в ней количество MnO может достигать 1.1 % (Асочакова, Коноваленко, 2010). Повышенное содержание Mn характерно для сыродутных железоделательных шлаков (Округин и др., 2014; Portillo-Blanco et al., 2020).

**Транспортировка руды.** Археологи указывают на то, что руда на завод доставлялась с месторождений болотной руды на территории Арамильской слободы (Чупин, 1873; Алексеев, 2001). По прямой линии расстояние от места расположения Шувакишского завода до г. Арамиль (основан в 1675 г.) составляет примерно 32 км, но это – если по прямой и через г. Екатеринбург, который был основан только в 1723 г. Дорога от г. Арамилы, по всей видимости, шла через Уктусский завод (основан в 1702 г.) далее до села Шарташ (1672 год основания) и до деревни Пышма (основана в 1701 г.), и составляла примерно 40–45 км. Единственным видом перевозок на тот момент был гужевой транспорт. Скорость проезда груженой телеги обычно не превышала 3–4 км в час (с учетом плохой дороги и того меньше), т. к. извозчик обычно шел рядом с повозкой. Из этого следует, что груженная телега проделала бы весь путь примерно за 10–11 часов, что является экономически невыгодным.

Наоборот, в то время основным фактором постановки завода на Урале была близость ресурсов – лес-

ных (дровяных), водных (плотина) и сырьевых (руда). Прекрасным примером является Алапаевский железодельный завод, который был также основан в 1704 г., и лимонитовая руда для него добывалась в Кокуйском руднике (ныне Кокуйская яма в центре г. Алапаевска), расположенном в 350 м от завода. На карте окрестностей г. Свердловска 1924 г. видно, что Шувакишский завод стоял на южном берегу Молебного болота в районе дер. Пышма (рис. 6) и, с большой долей вероятности, болотную руду добывали именно здесь. Как известно, болотная руда формируется во всех болотах и содержит от 20 до 60 % окиси железа (см., например, Асочакова, Коноваленко, 2010). Следы добычи руды на Молебном болоте не сохранились, т. к. в советское время здесь добывался торф, и на данный момент существенная часть территории бывшего болота находится под садовыми участками.

### Выводы

Таким образом, впервые изучена минералогия шлаков Шувакишского железодельного завода, действовавшего в петровские времена. Установлено, что они сложены фаялитовым агрегатом со значительным содержанием герцинита и вюститита. Шлаки содержат шарики железа, а также стекло, лейцит и ферромерриллит. Последний ранее в шлаках не описывался и, по всей видимости, может быть широко распространен в подобных металлургических отходах. Изученные шлаки образовались в результате сыродутного железодельного производства. Температура образования данных шлаков оценивается в 1177 °С, исходя из эвтектической (одновременной) кристаллизации вюститита с фаялитом. В качестве сырья на Шувакишском заводе плавил болотную руду, которую, по всей видимости, добывали в ближайшем Молебном болоте, расположенном непосредственно севернее предприятия.

### Литература

- Алексеев В.В.** (2001) Металлургические заводы Урала XVII–XX вв. Энциклопедия. Екатеринбург, Академкнига, 536 с.
- Асочакова Е.М., Коноваленко С.И.** (2010) К геохимии оолитовых и болотных железных руд Томской области. *Вестник Томского государственного университета*, (341), 222–225.
- Булах А.Г.** (1999) Общая минералогия. Изд. второе, испр. и переработ. СПб, СПбГУ, 356 с.
- Быков В.М.** (1924) Свердловск – столица Урала. Справочник-путеводитель на 1925 г. Свердловск, Урал-книга, 230 с.
- Ерохин Ю.В.** (2012) Минералогия шлаков Режевского никелевого завода. *Минералогия техногенеза*, (13). Миасс, ИМин УрО РАН, 50–64.
- Ерохин Ю.В., Козлов П.С.** (2010) Фаялит из шлаков Среднеуральского медеплавильного завода (г. Рева). *Минералогия техногенеза*, (11). Миасс, ИМин УрО РАН, 32–40.
- Козлов П.С., Ерохин Ю.В., Козлова И.В.** (2011) Фаялитовые шлаки Мариинского передельного завода. *Минералогия техногенеза*, (12). Миасс, ИМин УрО РАН, 39–50.
- Кулешевич Л.В., Ларькина Н.Ю., Инина И.С.** (2010) Минералы железа в коллекции музея геологии докембрия: лимонитовые и гематитовые руды Карелии. *Геология и полезные ископаемые Карелии. Сборник научных трудов*. Петрозаводск, КарНЦ РАН, (13), 131–138.
- Курлаев Е.А.** (1993) Металлургические заводы Среднего Урала XVII – начала XVIII в. (предварительные итоги исследования памятников промышленной археологии). *Памятники древней культуры Урала и Западной Сибири. Сборник научных трудов*. Екатеринбург, Наука, 223–234.
- Курлаев Е.А.** (1994) Исследование Шувакишского завода и проблемы промышленной археологии. *Ползуновские чтения. Тезисы конференции*. Екатеринбург, Банк культурной информации, 33–36.
- Курлаев Е.А.** (2002) Археологическое исследование Шувакишского железодельного завода начала XVIII века. *Уральский исторический вестник*, (8), 164–183.
- Курлаев Е.А., Костоглоу П.Л., Коронеев К.П.** (1995) Исследования остатков Шувакишского и Тумашевского заводов в 1994 г. *Ежегодник Научно-исследовательского института русской культуры-1994*. Екатеринбург, УрГУ, 129–131.
- Округин А.В., Васильева А.Е., Дьячковский А.В.** (2014) О минеральном и химическом составе старого кустарного Якутского железа. *Наука и техника в Якутии*, (26), 22–26.
- Преображенский А.А.** (1972) Урал и Западная Сибирь в конце XVI – начале XVIII в. М., Наука, 372 с.
- Чесноков Б.В., Щербакова Е.П.** (1991) Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (опыт минералогии техногенеза). М., Наука, 152 с.
- Чупин Н.К.** (1873) Географический и статистический словарь Пермской губернии. Пермь, 415 с.
- Artemyev D.A., Ankushev M.N., Blinov I.A., Kotlyarov V.A., Lukranova Ya.A.** (2018) Mineralogy and origin of slags from the 6<sup>th</sup> kurgan of the Taksay 1 burial complex, Western Kazakhstan. *Canadian Mineralogist*, **56**, 883–904.
- Bowen N.L., Schairer J.F.** (1932) The system FeO – SiO<sub>2</sub>. *American Journal Science*, **24**, 117–213.

- Britvin S.N., Krivovichev S.V., Armbruster T.** (2016) Ferromerrillite,  $\text{Ca}_9\text{NaFe}^{2+}(\text{PO}_4)_7$ , a new mineral from the Martian meteorites, and some insights merrillite-tuite transformation in shergottites. *European Journal of Mineralogy*, **28**, 125–136.
- Buchwald V.F.** (2005) Iron and steel in ancient times. *The Royal Danish Academy of Sciences and Letters*. Copenhagen, 372 p.
- Kramar S., Lux J., Pristacz H., Mirtič B., Rogan-Šmuc N.** (2015) Mineralogical and geochemical characterization of Roman slag from the archaeological site near Mošnje (Slovenia). *Materials and technology*, **49**(3), 343–348.
- Pleiner R.** (2000) Iron in archaeology: The European bloomery smelters. *Archeologický ústav AVČR*, 400 p.
- Portillo-Blanco H., Zuluaga M.C., Ortega L.A., Alonso-Olazabal A., Cepeda-Ocampo J.J., Salcedo A.M.** (2020) Mineralogical characterization of slags from the Oiola Site (Biscay, Spain) to assess the development in bloomery iron smelting technology from the Roman Period to the Middle Ages. *Minerals*, **10**, 321.
- Selskiené A.** (2007) Examination of smelting and smithing slags formed in bloomery iron-making process. *Chemija*, **18**(2), 22–28.
- Stepanov I., Borodianskiy K., Eliyahu-Behar A.** (2020) Assessing the quality of iron ores for bloomery smelting: laboratory experiments. *Minerals*, **10**, 33.
- Ströbele F., Wenzel T., Kronz A., Hildebrandt L.H., Markl G.** (2010) Mineralogical and geochemical characterization of high-medieval lead-silver smelting slags from Wiesloch near Heidelberg (Germany) – an approach to process reconstruction. *Archeology Anthropology Sciences*, **2**, 191–215.
- Warchulski R., Gaweda A., Janeczek J., Kadziolka-Gawel M.** (2016) Mineralogy and origin of coarse-grained segregations in the pyrometallurgical Zn-Pb slags from Katowice-Welnowiec (Poland). *Mineralogy and Petrology*, **110**, 681–692.
- References**
- Alekseev V.V.** (2001) [Metallurgical factories of the Urals XVII–XX centuries. Encyclopedia]. Yekaterinburg, Akademkniga, 536 p. (in Russian)
- Artemyev D.A., Ankushev M.N., Blinov I.A., Kotlyarov V.A., Lukpanova Ya.A.** (2018) Mineralogy and origin of slags from the 6<sup>th</sup> kurgan of the Taksay 1 burial complex, Western Kazakhstan. *Canadian Mineralogist*, **56**, 883–904.
- Asochakova E.M., Konovalenko S.I.** (2010) [Geochemistry of oolitic and swamp iron ores of the Tomsk region]. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta [Bulletin of Tomsk State University]*, (341), 222–225. (in Russian)
- Bowen N.L., Schairer J.F.** (1932) The system  $\text{FeO-SiO}_2$ . *American Journal Science*, **24**, 117–213.
- Britvin S.N., Krivovichev S.V., Armbruster T.** (2016) Ferromerrillite,  $\text{Ca}_9\text{NaFe}^{2+}(\text{PO}_4)_7$ , a new mineral from the Martian meteorites, and some insights merrillite-tuite transformation in shergottites. *European Journal of Mineralogy*, **28**, 125–136.
- Buchwald V.F.** (2005) Iron and steel in ancient times. *The Royal Danish Academy of Sciences and Letters*. Copenhagen, 372 p.
- Bulakh A.G.** (1999) [General mineralogy. Second edition]. St. Petersburg, SPbGU, 356 p. (in Russian)
- Bykov V.M.** (1924) [Sverdlovsk is the capital of the Urals. Guidebook for 1925 years]. Sverdlovsk, Uralkniga, 230 p. (in Russian)
- Chesnokov B.V., Shcherbakova E.P.** (1991) [Mineralogy of burnt dumps of the Chelyabinsk coal basin (experience of mineralogy of technogenesis)]. Moscow, Nauka, 152 p. (in Russian)
- Chupin N.K.** (1873) [Geographical and statistical dictionary of the Perm province]. Perm, 415 p. (in Russian)
- Erokhin Yu.V.** (2012) [Mineralogy of slags of the Rezh nickel plant]. *Mineralogiya tekhnogeneza [Mineralogy of technogenesis]*, (13). Miass, IMin UrO RAN, 50–64. (in Russian)
- Erokhin Yu.V., Kozlov P.S.** (2010) [Fayalite from slags of the Central Urals copper melting plant (Revda)]. *Mineralogiya tekhnogeneza [Mineralogy of technogenesis]*, (11). Miass, IMin UrO RAN, 32–40. (in Russian)
- Kozlov P.S., Erokhin Yu.V., Kozlova I.V.** (2011) [Fayalite slags of the Mariinsky processing plant]. *Mineralogiya tekhnogeneza [Mineralogy of technogenesis]*, (12). Miass, IMin UrO RAN, 39–50. (in Russian)
- Kramar S., Lux J., Pristacz H., Mirtič B., Rogan-Šmuc N.** (2015) Mineralogical and geochemical characterization of Roman slag from the archaeological site near Mošnje (Slovenia). *Materials and technology*, **49**(3), 343–348.
- Kuleshevich L.V., Larkina N.Yu., Minina I.S.** (2010) [Iron minerals in the collection of the Museum of Precambrian Geology: limonite and hematite ores of Karelia]. *Geologiya i poleznyye iskopayemyye Karelii. Sbornik nauchnykh trudov [Geology and mineral deposits of Karelia. Collection of scientific papers]*. Petrozavodsk, KarNTs RAN, (13), 131–138. (in Russian)
- Kurlaev E.A.** (1993) [Metallurgical plants of the Middle Urals of the 17th–early 18th centuries (preliminary results of study of monuments of industrial archeology)]. *Pamyatniki drevney kultury Urala i Zapadnoy Sibiri. Sbornik nauchnykh trudov [Monuments of ancient culture of the Urals and Western Siberia. Collection of scientific papers]*. Yekaterinburg, Nauka, 223–234. (in Russian)
- Kurlaev E.A.** (1994) [Study of the Shuvakish plant and problems of industrial archeology]. *Polzunovskiy chteniya. Tezisy konferentsii [Polzunov readings. Conference abstracts]*. Yekaterinburg, Bank kulturnoy informatsii, 33–36. (in Russian)

- Kurlaev E.A.** (2002) [Archeological study of the Shuvakish iron plant of the beginning of the 18th century]. *Ural'skiy istoricheskiy vestnik [Urals Historical Bulletin]*, (8), 164–183. (in Russian)
- Kurlaev E.A., Kostoglou P.L., Koroneos K.P.** (1995) [Study of relics of the Shuvakish and Tumashevsky plants in 1994 year]. *Yezhegodnik Nauchno-issledovatel'skogo instituta russkoy kul'tury-1994 [Yearbook of the Research Institute of Russian Culture-1994]*, Yekaterinburg, UrGU, 129–131. (in Russian)
- Okrugin A.V., Vasilyeva A.E., Dyachkovsky A.V.** (2014) [Mineral and chemical composition of the old home-made Yakut iron]. *Nauka i tekhnika v Yakutii [Science and technology in Yakutia]*, (26), 22–26. (in Russian)
- Pleiner R.** (2000) Iron in archaeology: The European bloomery smelters. Archeologický ústav AVČR, 400 p.
- Portillo-Blanco H., Zuluaga M.C., Ortega L.A., Alonso-Olazabal A., Cepeda-Ocampo J.J., Salcedo A.M.** (2020) Mineralogical characterization of slags from the Oiola Site (Biscay, Spain) to assess the development in bloomery iron smelting technology from the Roman Period to the Middle Ages. *Minerals*, **10**, 321.
- Preobrazhensky A.A.** (1972) [Urals and Western Siberia in the late 16th–early 18th centuries]. Moscow, Nauka, 372 p. (in Russian)
- Selskiené A.** (2007) Examination of smelting and smithing slags formed in bloomery iron-making process. *Chemija*, **18**(2), 22–28.
- Stepanov I., Borodianskiy K., Eliyahu-Behar A.** (2020) Assessing the quality of iron ores for bloomery smelting: laboratory experiments. *Minerals*, **10**, 33.
- Ströbele F., Wenzel T., Kronz A., Hildebrandt L.H., Markl G.** (2010) Mineralogical and geochemical characterization of high-medieval lead-silver smelting slags from Wiesloch near Heidelberg (Germany) – an approach to process reconstruction. *Archeology Anthropology Sciences*, **2**, 191–215.
- Warchulski R., Gaweda A., Janeczek J., Kadziolka-Gawel M.** (2016) Mineralogy and origin of coarse-grained segregations in the pyrometallurgical Zn-Pb slags from Katowice-Welnowiec (Poland). *Mineralogy and Petrology*, **110**, 681–692.

УДК 549.76 (470.63)

DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-6

## СУЛЬФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ТОННЕЛЕ ПЕЩЕРЫ ПЯТИГОРСКИЙ ПРОВАЛ (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

О.Я. Червяцова<sup>1</sup>, А.В. Касаткин<sup>2</sup>, Н.В. Чуканов<sup>3</sup>, Ф. Нестола<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Государственный природный заповедник Шульган-Таш, ул. Заповедная 14, д. Иргизлы, Республика Башкортостан, 453585 Россия; kittary@yandex.ru

<sup>2</sup>Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр. 18/2, г. Москва, 119071 Россия

<sup>3</sup>Институт проблем химической физики РАН, Московская обл., г. Черноголовка, 142432 Россия

<sup>4</sup>Департамент наук о Земле, Университет Падуи, Виа Г. Градениго 6, г. Падуя, 35131 Италия

Статья поступила в редакцию 10.11.2020 г., принята к печати 28.02.2021 г.

## SULFATE MINERALIZATION IN A TUNNEL OF THE PYATIGORSKY PROVAL CAVE, NORTH CAUCASUS

O.Ya. Chervyatsova<sup>1</sup>, A.V. Kasatkin<sup>2</sup>, N.V. Chukanov<sup>3</sup>, F. Nestola<sup>4</sup>

<sup>1</sup>State Natural Reserve Shulgan-Tash, Zapovednaya 14, Irgyzly, Republic of Bashkortostan, 453585 Russia; kittary@yandex.ru

<sup>2</sup>Fersman Mineralogical Museum of RAS, Leninskiy Pr. 18/2, Moscow, 119071 Russia

<sup>3</sup>Institute of Problems of Chemical Physics RAS, Chernogolovka, Moscow oblast, 142432 Russia

<sup>4</sup>Department of Geosciences, University of Padova, Via G. Gradenigo 6, Padova, 35131 Italy

Received 10.11.2020, accepted 28.02.2021

**Аннотация.** В статье приводятся результаты исследований гипергенной сульфатной минерализации, обнаруженной в тоннеле пещеры Пятигорский Провал (Северный Кавказ). Методами электронно-зондового микроанализа, порошковой рентгенографии и инфракрасной спектроскопии установлены следующие сульфатные минералы: хумберстонит  $K_3Na_7Mg_2(SO_4)_6(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$ , сидеронатрит  $Na_2Fe(SO_4)_2(OH) \cdot 3H_2O$ , метасидеронатрит  $Na_2Fe(SO_4)_2(OH) \cdot H_2O$ , натроярозит  $NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ , тамаругит  $NaAl(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$  и эпсомит  $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ . Появление сульфатной серы может быть связано как с окислением зерен сульфидов, выявленных в ряде проб, так и с окислением газообразного  $H_2S$  кислородом воздуха. Хумберстонит и метасидеронатрит найдены впервые в России.

**Ключевые слова:** сульфаты, пещера Пятигорский Провал, гипогенный карст, хумберстонит, сидеронатрит, метасидеронатрит, натроярозит, тамаругит, эпсомит.

**Источник финансирования:** Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-05-00982. ИК спектроскопическое исследование хумберстонита выполнено в соответствии с темой государственного задания, номер государственного учета АААА-А19-119092390076-7.

**Abstract.** The paper reports on the results of studies of supergene sulfate mineralization found in a tunnel of the Pyatigorskiy Proval cave. The sulfate minerals include humberstonite  $K_3Na_7Mg_2(SO_4)_6(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$ , sideronatrite  $Na_2Fe(SO_4)_2(OH) \cdot 3H_2O$ , metasideronatrite  $Na_2Fe(SO_4)_2(OH) \cdot H_2O$ , natroyarosite  $NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ , tamarugite  $NaAl(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ , and epsomite  $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ , which were identified by electron probe microanalysis, powder X-ray diffraction and infrared spectroscopy. The presence sulfate sulfur can be related to both the oxidation of sulfide grains, which were found in some samples, and the oxidation of gaseous  $H_2S$  air oxygen. Humberstonite and metasideronatrite are found for the first time in Russia.

**Keywords:** sulfates, Pyatigorsky Proval cave, hypogene karst, humberstonite, sideronatrite, metasideronatrite, natroyarosite, tamarugite, epsomite.

**Funding information:** This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research no. 19-05-00982. The IR studies were supported by state contract no. АААА-А19-119092390076-7.

**Для цитирования:** Червяцова О.Я., Касаткин А.В., Чуканов Н.В., Нестола Ф. Сульфатная минерализация в тоннеле пещеры Пятигорский провал (Северный Кавказ) Минералогия, 7(1), 78–89. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-6.

**For citation:** Chervyatsova O.Ya., Kasatkin A.V., Chukanov N.V., Nestola F. Sulfate mineralization in a tunnel of the Pyatigorsky proval cave, North Caucasus. Mineralogy, 7(1), 78–89. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-6.

## Введение

Пещера Пятигорский провал и ее подземное озеро с термальной сероводородной водой, расположенные в Ставропольском крае (рис. 1а) в черте г. Пятигорска, являются одним из наиболее известных карстовых объектов Кавказа. Первое научное описание входной шахты пещеры было сделано в 1793 г. известным путешественником Ф.С. Палласом. Начало использования объекта в бальнеологических целях датируется 1837 г., когда братья-архитекторы А. и Е. Бернардацци устроили помост над входной шахтой, и с помощью специальной корзины желающие могли спускаться к воде и принимать ванны (Невская, 2015). В советское время (1969–1970 гг.) в подземном озере проводились режимные гидрогеологические и гидрохимические наблюдения (Дублянский, Кикнадзе, 1984), однако этот объект до сих пор остается неизученным в минералогическом отношении. В настоящей статье приводятся результаты исследований минералов, которые были обнаружены нами в пешеходном тоннеле, пробитом к подземному озеру в 1857–1858 гг.

## Геологические и гидрогеологические условия

Минераловодский артезианский бассейн, к которому относится Пятигорское месторождение минеральных вод, расположен в промежуточной зоне между горным сооружением Большого Кавказа и краевым прогибом, охватывая краевые части Минераловодского выступа и Северо-Кавказского краевого массива (Лаврищев и др., 2011). Мощность чехла осадочных пород мезозойского и кайнозойского возраста, к которому приурочен артезианский бассейн, в районе Пятигорска составляет 2.2–2.3 км.

Характерной особенностью артезианского бассейна является наличие двух водоносных горизонтов, разделенных водоупорными отложениями (рис. 1б). Нижний горизонт приурочен к верхнеюрским отложениям, представленными литологическими комплексами оксфорд-кимериджа (известняки), титона (глины, линзы гипсов, брекчиевидные известняки), а также нижнемеловым отложениям валанжина (известняки). Этот водоносный горизонт имеет инфильтрационное питание, область питания приурочена к Скалистому хребту. По мере погружения моноклинали на север водовмещающие отложения перекрываются водоупорными терригенными породами нижнемелового возраста. Верхний водоносный горизонт, находя-

щийся в верхнемеловых отложениях (известняки и мергели), также имеет инфильтрационное питание, связанное с массивами Пастбищного хребта. При погружении по моноклинали, он перекрывается слабопроницаемыми терригенно-карбонатными толщами (мергели, песчаники, глины) палеоген-неогенового возраста.

По мере погружения в зону затрудненной циркуляции воды приобретают становятся напорными и испытывают метаморфизацию химического состава. Кроме того, воды насыщаются диоксидом углерода метаморфогенного происхождения, проникающим в водоносный горизонт по глубинным разломам (Хаустов, 2013). Наличие морских эвапоритов (гипсоносных отложения титона) создает предпосылки к биохимическому восстановлению сульфатной серы и генерации  $H_2S$  (Бондарева, 2011).

В районе Кавказских минеральных вод моноклиналиное залегание пород нарушается Кавминводским интрузивно-купольным поднятием, представленным криптоинтрузивами (лакколитами) неогенового возраста. Одним из таких интрузивов, сложенных умеренно щелочными гранит-порфирами, является гора Машук (Лаврищев и др., 2011).

При внедрении магмы осадочные породы оказались куполообразно подняты. Барражирующий эффект интрузива и приуроченные к нему системы разрывных нарушений создают условия для восходящего движения и разгрузки подземных вод обоих водоносных горизонтов. Карстовые проявления, образованные растворяющей деятельностью этих вод, подпадают под определение гипогенного карста, т. е. карста, связанного с восходящими потоками жидких и газовых флюидов из глубинных горизонтов с отдаленным источником питания (Klimchouk, 2007; Vakhrushev, 2009).

## Описание объекта

Пещера Пятигорский провал заложена в верхнемеловых известняках на юго-восточном склоне горы Машук и генетически связана с разрывным нарушением северо-восточного простирания. Пещера представлена единственным крупным залом, вскрытым провалом глубиной 23 м на склоне горы. Нижняя часть зала занята озером, сообщаящимся с минеральными сероводородно-углекислыми водами Пятигорского месторождения (рис. 1в). В питании участвуют восходящие артезианские воды обоих водоносных горизонтов при подчинен-



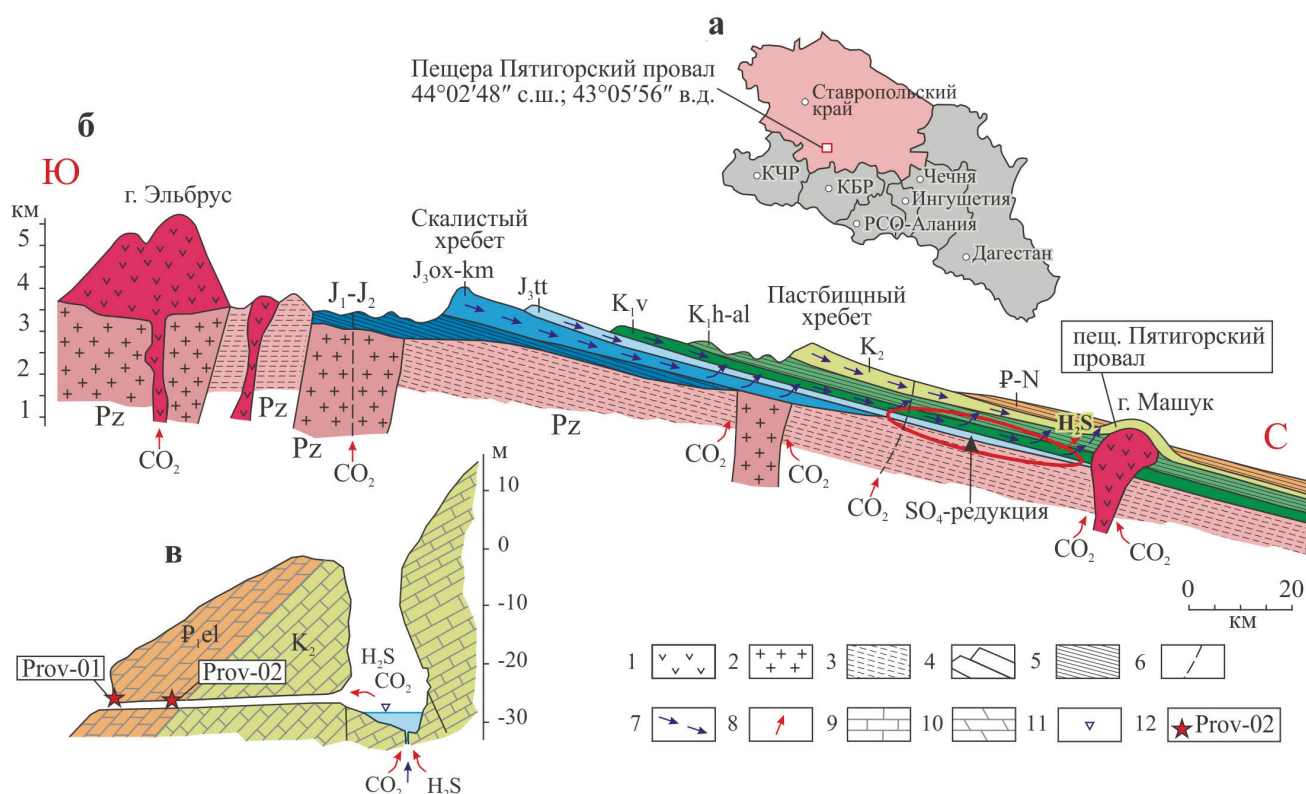


Рис. 1. Местоположение пещеры Пятигорский провал на административной карте Северо-Кавказского федерального округа (а), схематический геологический разрез района Кавказских Минеральных Вод и пути движения подземных вод и газовых флюидов по (Vakhrushev, 2009) с изменениями (б) и схематический геологический разрез пещеры и пешеходного тоннеля по (Дублянский, Кинкадзе, 1984) (в).

1 – эффузивы и криптоинтрузивы (лакколиты); 2 – граниты палеозоя; 3 – кристаллические сланцы палеозоя; 4 – водоупорные некарстующие породы осадочного чехла: J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub> – песчаники и глины; K<sub>1</sub>h-al – песчано-глинисто-аргиллитовая толща; P – мергели с прослоями песчаников и глин; 5 – карстующиеся породы: J<sub>3</sub>ox-km – слоистые известняки; J<sub>3</sub>tt – пестроцветная песчано-глинистая толща с прослоями известняков и линзами гипсов; K<sub>1</sub>v – доломитизированные известняки; K<sub>2</sub> – известняки и мергели; 6 – крупные тектонические нарушения; 7, 8 – пути движения подземных вод (7) и газовых флюидов (8); 9 – известняки (на разрезе пещеры); 10 – мергели (на разрезе пещеры); 11 – межженный уровень подземного озера; 12 – места отбора минеральных проб.

Fig. 1. Location of the Pyatigorsky Proval cave on an administrative map of the North Caucasian Federal Okrug (a), schematic geological cross-section of the region of the Caucasian mineral waters and circulation paths of groundwater and gas fluids, modified after (Vakhrushev, 2009) (б) and schematic geological section of the cave and the tunnel after (Dublyansky, Kinkadze, 1984) (в).

1 – effusive and cryptointrusives (laccoliths); 2 – Paleozoic granites; 3 – Paleozoic crystalline schists; 4 – water-resistant non-karsting rocks of sedimentary cover: J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub> – sandstones and clays; K<sub>1</sub>h-al – sandy-clayey-mudstone sequence; P – marls with interlayers of sandstones and clays; 5 – karsting rocks: J<sub>3</sub>ox-km – layered limestones; J<sub>3</sub>tt – variegated sandy-argillaceous sequence with interlayers of limestones and gypsum lenses; K<sub>1</sub>v – dolomitized limestones; K<sub>2</sub> – limestones and marls; 6 – large faults; 7, 8 – circulation of groundwater (7) and gas fluids (8); 9 – limestones (in cross-section of the cave); 10 – marls (in cross-section of the cave); 11 – low-water level of an underground lake; 12 – sampling places.

ном участии пресных вод с локальных водосборов в многоводные периоды (Vakhrushev, 2009). Воды характеризуются сложным пятикомпонентным сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридным/кальциево-натриевым составом, минерализацией 3–5.5 г/дм<sup>3</sup>, содержанием CO<sub>2</sub> 1.6–2.5 г/дм<sup>3</sup> и H<sub>2</sub>S 9–14 мг/дм<sup>3</sup>. Они относятся к термальным водам с температурами от 19.1 до 41.1 °C (Бондарева, 2011). Уро-

вень, температура, минерализация и компонентный состав воды в озере варьирует в зависимости от условий питания (от соотношения пресной и минеральной воды).

Во время нашего посещения пещеры концентрации H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub> в воздухе составляли ≈ 5.7 г/м<sup>3</sup> и ≈ 0.1 % об. соответственно (измерение проведено полуколичественным методом с помощью ручно-

го aspirатора НП-3М и индикаторных трубок ТИ, суммарная погрешность 25 %). Наличие этих газов в атмосфере пещеры, а также высокие градиенты температур между термальной водой и стенами активизируют субэральные процессы, способствуя химическому воздействию между горными породами и химически агрессивными водными конденсатами.

Горизонтальный тоннель имеет длину около 42 м (Невская, 2015). Его ближняя часть проложена в мергелях и аргиллитах эльбурганской свиты палеоцена (P<sub>1</sub>el), далее он вскрывает верхнемеловые известняки и выводит к юго-восточному берегу озера (рис. 1в).

### Методы исследования

Во время экскурсионного посещения объекта в октябре 2019 г. первым автором статьи было отобрано шесть проб минеральных высолов и инкрустаций со стен. Для изучения морфологии и химического состава проб применялись сканирующие электронные микроскопы TESCAN Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром X-АСТ (Oxford Instruments) в Институте проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа (ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр зонда при анализе элементного состава – 220 нм, при анализе микроструктуры – 68 нм; аналитик И.И. Мусабинов) и CamScan 4D с энергодисперсионным Si(Li)-детектором и микроанализатором INCA Oxford в лаборатории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва (условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 5 нА на металлическом кобальте, диаметр зонда 5 мкм; аналитик А.В. Касаткин).

Порошковые рентгенографические данные получены с помощью многофункционального рентгеновского дифрактометра Rigaku Oxford Diffraction с детектором Pilatus 200K Dectris в лаборатории Департамента наук о Земле Университета Падуи, г. Падуя, Италия (условия анализа: MoK $\alpha$ -излучение, ускоряющее напряжение 50 кВ, сила тока 0.12 мА, размер фокуса рентгеновского пучка 120 мкм, расстояние образец–детектор 68 мм; аналитик Ф. Нестола). ИК спектр порошка хумберстонита, запрессованного в таблетку с KBr, снят на фурье-спектрометре ALPHA FTIR (Bruker Optics, Германия) в диапазоне волновых чисел 360–3800 см<sup>-1</sup>, при разрешающей способности 4 см<sup>-1</sup> и числе сканирований, равном 16 (аналитик Н.В. Чуканов).

### Результаты исследований

В четырех пробах диагностированы гипс, пирит, кальцит, кварц, мусковит, галит и сульфаты Fe, не определенные с точностью до минерального вида. Наиболее интересные результаты были получены при исследовании двух полиминеральных проб – Rrov-01 и Rrov-02, в которых инструментальными методами была обнаружена сульфатная минерализация, в составе которой обнаружен ряд редких минералов.

Проба Rrov-01 была отобрана с наружной стороны портала тоннеля на искусственной бутовой кладке, выполненной из блоков доломитизированных известняков. Макроскопически отобранный материал представляет собой рыхлые землистые массы белого цвета (рис. 2а), которые состоят из хумберстонита – очень редкого водного K,Na,Mg-сульфата-нитрата – с подчиненным количеством калиевой селитры и незначительной примесью доломита.

Проба Rrov-02 была отобрана приблизительно с поверхности зеленовато-палевых мергелей в 15 м от входа в тоннель. Она сложена зернами желтого и белого цвета (рис. 2б, в). Желтая масса состоит из преобладающего сидеронатрита и подчиненного количества натроярозита и метасидеронатрита; в составе белой массы доминирует тамаругит с подчиненным количеством эпсомита и сидеронатрита. Также в пробе обнаружены единичные кристаллы пирита.

Хумберстонит  $K_3Na_7Mg_2(SO_4)_6(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$  на территории Российской Федерации хумберстонит достоверно не диагностирован. Он образует обособленные ромбоэдрические кристаллы (реже – сростки из двух-трех кристаллов) размером 3–10 мкм (рис. 3а). По данным ЭДС в минерале присутствуют K, Na, Mg, S, N, O, а также небольшая изоморфная примесь Ca (рис. 3б).

Диагностика хумберстонита подтверждена рентгенографически и ИК спектром. Рассчитанные по рентгенограмме параметры гексагональной элементарной ячейки минерала:  $a = 10.8720(9) \text{ \AA}$ ,  $c = 24.467(4) \text{ \AA}$ ,  $V = 2504.6(4) \text{ \AA}^3$ .

ИК спектр изученного образца (рис. 4) практически совпадает со спектром голотипа хумберстонита из региона Офичина Алемания в Чили (Mrose et al., 1970). Полосы при 3408 и 3186 см<sup>-1</sup> относятся к валентным колебаниям молекул воды (последняя полоса соответствует прочной водородной связи). Полосы при 1709 и 1621 см<sup>-1</sup> обусловлены дефор-

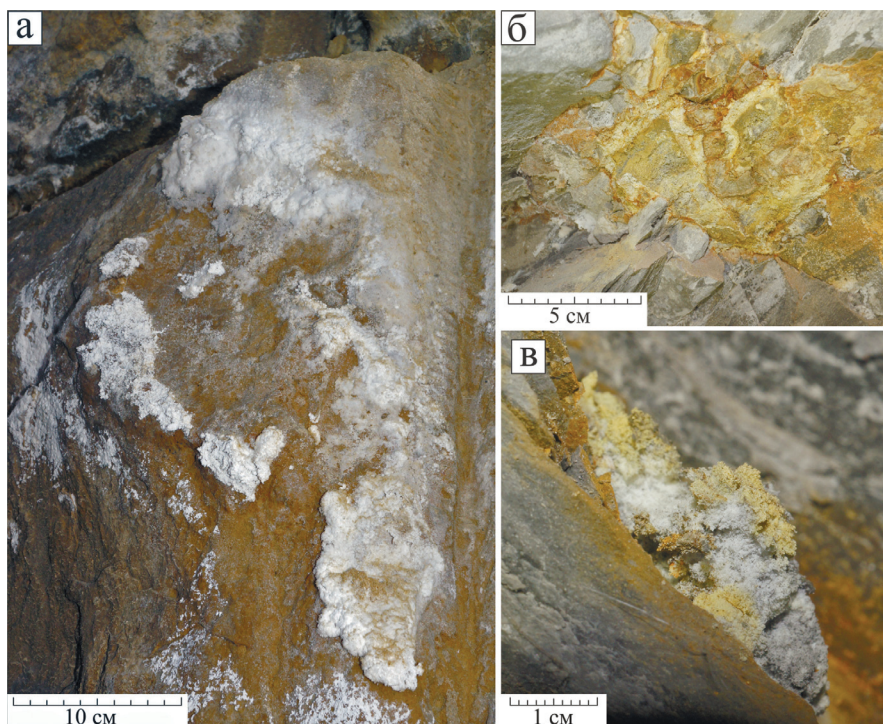


Рис. 2. Фотографии мест отбора образцов:

а – белые землистые массы на бутовой кладке в портале тоннеля, обр. Rrov-01; б – белые и желтые землистые массы на палеоценовых мергелях в ближней части тоннеля; в – точка отбора обр. Rrov-02.

Fig. 2. Photographs of sampling sites:

а – white earthy masses on rubble masonry in tunnel portal, sample Rrov-01; б – white and yellow earthy masses on Paleocene marls near part of the tunnel; в – sampling place for Rrov-02.

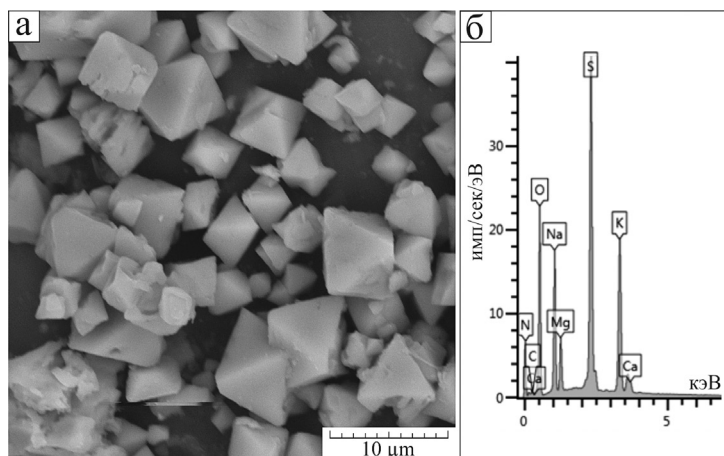


Рис. 3. Хумберстонит, проба Rrov-01:

а – ромбоэдрические кристаллы (здесь и далее – фото в обратно-рассеянных электронах), б – ЭД спектр.

Fig. 3. Humberstonite, sample Rrov-01:

а – rhombohedral crystals (hereinafter, BSE photo), б – ED spectrum.

мационными колебаниями Н–О–Н. Нитратному аниону соответствуют полосы при  $1403\text{ см}^{-1}$  (валентные колебания) и  $826\text{ см}^{-1}$  (деформационные колебания). Группы полос в диапазонах  $1080\text{--}1200$  и  $980\text{--}1060\text{ см}^{-1}$  относятся, соответственно, к асим-

метричным [вырожденная мода  $F_2(\nu_3)$ ] и симметричным [невырожденная мода  $A_1(\nu_1)$ ] валентным колебаниям в разной степени искаженных тетраэдров  $\text{SO}_4$ . Пики при  $627$  и  $613\text{ см}^{-1}$  соответствуют деформационным  $[F_2(\nu_4)]$  колебаниям сульфатных

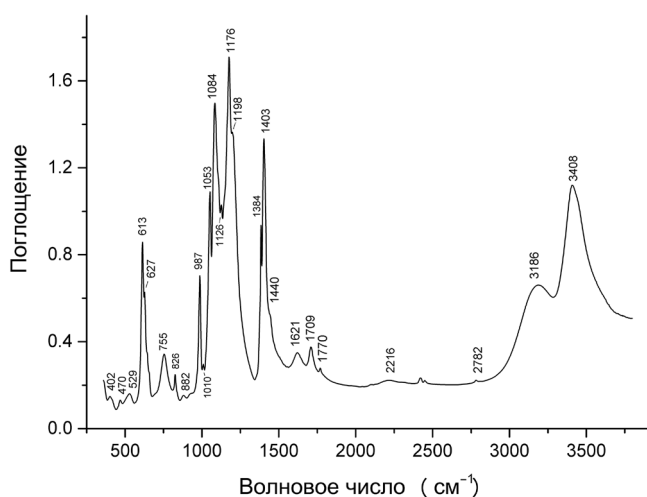


Рис. 4. ИК спектр хумберстонита.  
Fig. 4. IR spectrum of humberstonite.

групп. Относительно широкая полоса при 755 см⁻¹ предположительно относится к либрационным колебаниям молекулы воды, образующей прочную водородную связь. Обертона и комбинационные моды проявляются в диапазоне 1750–2800 см⁻¹, а полосы в интервале 400–530 см⁻¹ относятся к решеточным модам с участием либрационных колебаний SO₄²⁻ и Mg–O-валентных колебаний.

Примесь калиевой селитры проявляется в спектре в виде узкой полосы при 1384 см⁻¹. Плечо при 1440 см⁻¹ и очень слабая полоса при 882 см⁻¹, предположительно, относятся к примеси доломита. Общее содержание примесных фаз незначительно и не превышает первых процентов. Слабый дублет в области 2300–2400 см⁻¹ не относится к минеральным фазам и представляет собой неразрешенную

вращательную структуру антисимметричной валентной моды атмосферного диоксида углерода.

Тесно срастающаяся с хумберстонитом калиевая селитра диагностирована не только по данным ИК спектроскопии, но и качественным химическим анализом (обнаружены K, N и O) и рентгенографически (расчетные параметры ромбической элементарной ячейки:  $a = 5.413(7) \text{ \AA}$ ,  $b = 9.097(1) \text{ \AA}$ ,  $c = 6.535(1) \text{ \AA}$ ,  $V = 322.19(6) \text{ \AA}^3$ ).

Сидеронатрит  $\text{Na}_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  и метасидеронатрит  $\text{Na}_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$  образуют тонкопластинчатые кристаллы до 20 мкм и их сростки до 0.1 мм, нарастающие на кубические кристаллы и зерна пирита (рис. 5а, б). Наиболее вероятно, что пирит присутствовал в виде включений в мергелях. По данным ЭДС в минералах установлены Na, Fe, S и O (рис. 5в), также наблюдаются малоинтенсивные пики Si и Al, возможно, связанные с механической примесью глинистых минералов. Диагностика сидеронатрита и метасидеронатрита подтверждена рентгенографически. Рассчитанные по рентгенограмме параметры ромбических элементарных ячеек сидеронатрита:  $a = 7.21(1) \text{ \AA}$ ,  $b = 20.509(3) \text{ \AA}$ ,  $c = 7.095(1) \text{ \AA}$ ,  $V = 1050.4(2) \text{ \AA}^3$ ; метасидеронатрита:  $a = 7.3928(8) \text{ \AA}$ ,  $b = 16.044(2) \text{ \AA}$ ,  $c = 7.1645(9) \text{ \AA}$ ,  $V = 849.8(2) \text{ \AA}^3$ . Находка метасидеронатрита, по всей видимости, является первой на территории Российской Федерации.

Натроярозит  $\text{NaFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$  образует зерна до 10 мкм, тесно срастающиеся с сидеронатритом и метасидеронатритом. Он установлен по данным полуколичественного химического состава (в сос-

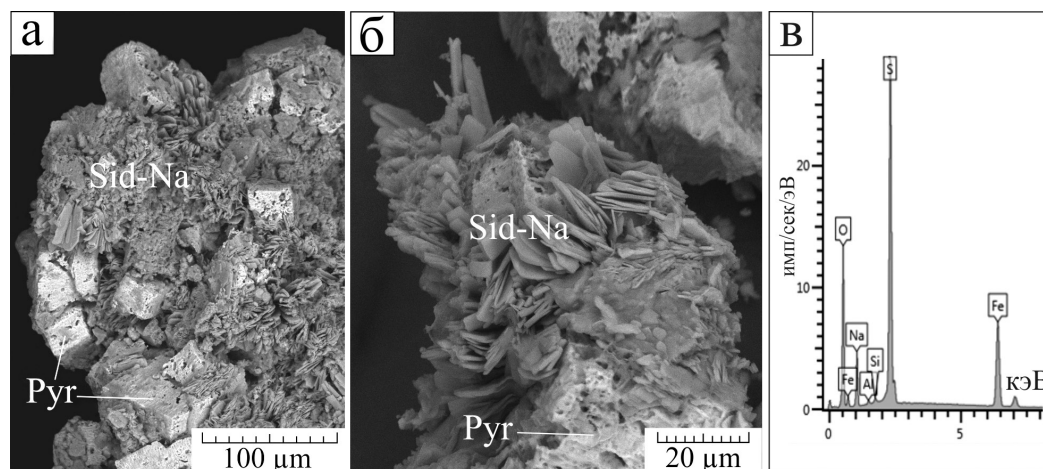


Рис. 5. Сидеронатрит/метасидеронатрит, обрастающий кристаллы пирита: а – общий вид агрегата, б – пластинчатые кристаллы, в – ЭД спектр.

Fig. 5. Sideronatrite/metasideronatrite overgrowing pyrite crystals: а – general view of the aggregate, б – platy crystals, в – ED spectrum.

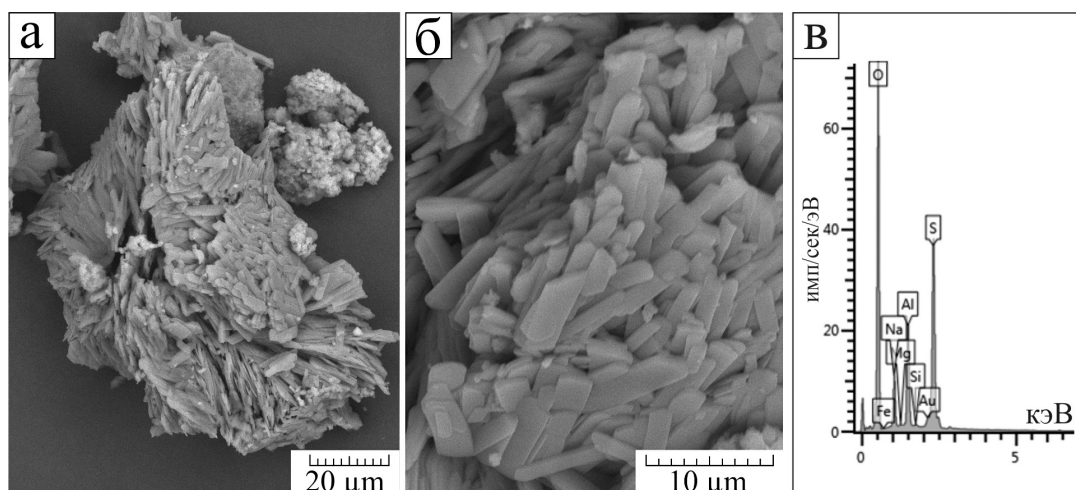


Рис. 6. Тамаругит, проба Rrov-02:

а – общий вид агрегата, б – субпараллельный рост пластинчатых кристаллов; в – ЭД спектр (здесь и на рис. 7, пик Au вызван напылением образца).

Fig. 6. Tamarugite, sample Rrov-02:

а – general view of the aggregate, б – subparallel growth of lamellar crystals; в – ED spectrum (here and in Fig. 7, the Au maximum is caused by coating of the sample).

таве присутствуют только Na, K, Fe, S и O в примерном соотношении  $(\text{Na}_{0.79}\text{K}_{0.21})_{1.00} : \text{Fe}_{3.00} : \text{S}_{2.00}$  и рентгенографически (расчетные параметры гексагональной элементарной ячейки  $a = 7.3029(9) \text{ \AA}$ ,  $c = 16.688(3) \text{ \AA}$ ,  $V = 770.8(2) \text{ \AA}^3$  соответствуют структурному типу алунита).

*Тамаругит*  $\text{NaAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  представлен агрегатами до 0.1 мм, образованными субпараллельными срастаниями пластинчатых кристаллов с размерами по длинной стороне 5–10 мкм (рис. 6а, б). Минерал диагностирован по химическому составу (Na, Al, S, O с незначительными, возможно, механическими примесями Mg и Si (рис. 4в)) и рентгеновским данным (расчетные параметры моноклинной элементарной ячейки  $a = 7.494(1) \text{ \AA}$ ,  $b = 25.167(2) \text{ \AA}$ ,  $c = 6.103(1) \text{ \AA}$ ,  $\beta = 95.29(2)^\circ$ ,  $V = 1146.1(2) \text{ \AA}^3$ ).

*Эпсомит*  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  образует колломорфные корки (рис. 7а). Минерал установлен по химическому составу (преобладающие компоненты – Mg, S и O при подчиненном количестве Fe, в примерном соотношении  $(\text{Mg}_{0.97}\text{Fe}_{0.03})_{1.00} : \text{S}_{1.00}$  (рис. 7б)) и рентгенографически (расчетные параметры ромбической элементарной ячейки ( $a = 11.797(2) \text{ \AA}$ ,  $b = 12.082(2) \text{ \AA}$ ,  $c = 6.808(1) \text{ \AA}$ ,  $V = 970.3(2) \text{ \AA}^3$ ) отвечают эпсомиту). Также следует отметить, что температурно-влажностные условия пещеры ( $t \approx 15\text{--}20^\circ\text{C}$ ,  $f > 70\%$ ) соответствуют полю стабильности этого сульфата (Chou, Seal, 2003).

## Обсуждение

Общей проблемой интерпретации полученных результатов является неопределенность источника  $\text{SO}_4^{2-}$  для сульфатов и  $\text{NO}_3^-$  для хумберстонита. Источник сульфатной серы может быть связан как с окислением сульфидов, выявленных в ряде проб, так и с окислением  $\text{H}_2\text{S}$  из воздуха. В перспективе эта проблема может быть решена с помощью изотопных методов.

Редкий сульфат-нитрат хумберстонит был открыт на месторождении селитры в пустыне Атакама (Mrose et al., 1970). Имеются упоминания о его находках в Китае, Намибии, Испании (Tang, 2005; Eckardt, Drake, 2011; Benavente et al., 2018). Техногенный хумберстонит описан в виде высолов на строительных материалах (Бессонов, Баранов, 2014; Ordóñez et al., 2016; Vettori et al., 2016). Как правило, все местонахождения природного хумберстонита находятся в регионах с засушливым климатом.

На месте отбора хумберстонита в портале тоннеля нет признаков зоогенных отложений, поэтому органический источник  $\text{NO}_3^-$  представляется маловероятным. Развитие хумберстонита локализовано в потолочной части тоннеля, по пути движения теплого воздуха со стороны термального озера. Это позволяет предположить, что часть элементов мигрирует в виде газообразных веществ. Учитывая

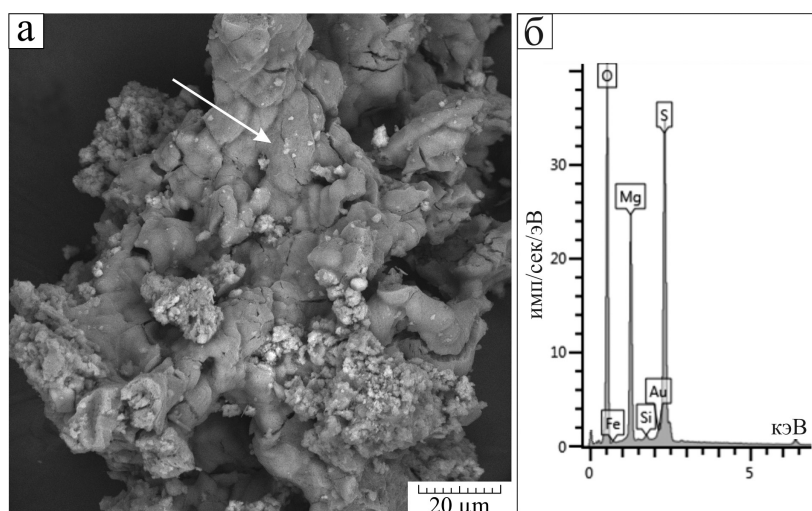


Рис. 7. Эпсомит, проба Rrov-02:

а – корки колломорфного облика; б – ЭД спектр (пик Si, вероятно, объясняется механической примесью кварца, пик Au – напылением образца).

Fig. 7. Epsomite, sample Rrov-02:

а – colloform crusts; б – ED spectrum (the Si maximum is probably explained by quartz inclusions, the Au, amiximum is explained by coating of the sample).

расположение полости над молодым интрузивом с магматической камерой на глубине приблизительно 9 км, а также наличие глубинных разломов, выводящих на поверхность эндогенные газы (Хаустов, 2013), можно предположить эндогенный гидротермальный источник азота в форме газобразного  $\text{NH}_3$  (Valentino et al., 1999) с его последующей нитрификацией, т. е. окислением до нитрита, а затем до нитрата в результате метаболизма нитрифицирующих бактерий. Также весьма вероятно антропогенное происхождение  $\text{NO}_3^-$ , при использовании для проходки тоннеля взрывчатых веществ на основе аммиачной селитры.

Тамаругит – редкий Na-Al сульфат, тяготеющий к кислым обстановкам вулканических fumarol (Lombardi, Sposato, 1981), горелых отвалов (Проскурня, 2019), зон окисления сульфидных месторождений (Fitzpatrick et al., 2010). В подземных условиях тамаругит был идентифицирован в вулканической пещере Гротта делло Зольфо в Италии еще более века назад (Zambonini, 1907). Он также был описан в вулканических пещерах Алюм в Италии (Forti et al., 1996) и Рутапу в Новой Зеландии (Rodgers et al. 2000). В условиях карбонатного карста тамаругит был обнаружен в пещерах Диана в Румынии, Агия Параскеви на полуострове Кассандра в Греции (Lazaridis et al., 2011), Кассано алло Ионио в Италии (D'Angeli et al., 2019). Все находки в пещерах карбонатного карста относятся к объектам актив-

ного сернокислотного спелеогенеза, связанного с окислением  $\text{H}_2\text{S}$ , источником которого являются подземные воды. Происхождение тамаругита в тоннеле Пятигорского провала можно объяснить сернокислотным разложением глинистых алюмосиликатных минералов (источник Al и Na) из палеоценовых мергелей.

Сидеронатрит – относительно редкий сульфат, который образуется в кислых условиях при  $\text{pH} < 2.5$  (Ventruti et al., 2013). Метасидеронатрит псевдоморфно замещает частично дегидратированный сидеронатрит (Matýsek et al., 2014). В подземных условиях он отмечен в заброшенном Pb-Zn-Ag-Sb руднике Арджентьера и Италии, где его происхождение связывается с окислением сульфидов при аэрации морским воздухом, насыщенным Na и Cl (Ara et al., 2013). Известны находки этого минерала в угольных шахтах Верхнесилезского бассейна в Чехии, где его происхождение также связано с окислением сульфидов (Matýsek et al., 2014). В тоннеле Пятигорского провала сидеронатрит обрастает кристаллы пирита, которые послужили источниками Fe и  $\text{H}_2\text{SO}_4$ . Источник Na может иметь субаэральное происхождение и быть связанным с водами подземного озера.

Осаждения минералов группы алуниита (включая натроярозит) требует высоких значений Eh и низких значений  $\text{pH} < 3$  (Stoffregen et al., 2000). Эти минералы в малых количествах встречаются в пещерах «обычного» эпигенного карста (Tamaş et al.,

2011; Wray, 2011), где их происхождение связано с локальным окислением сульфидов или с ферролизом растворенного железа в присутствии сульфат-ионов. Но особо широкое распространение минералы группы алуниита имеют в пещерах, содержащих  $H_2S$ -воды, где они образуются за счет сернокислотного гидролиза алюмосиликатов (Polyak, Provencio, 2001; D'Angeli et al., 2019; Chervyatsova et al., 2020). Происхождение описанного нами натроярозита, скорее всего, связано с окислением зерен пирита в мергелях.

Эпсомит довольно часто встречается в подземных условиях. Впервые эпсомит в качестве пещерного минерала был описан из гипсовых пещер Болоньи (Италия) более 200 лет назад (Laghi, 1806). В настоящее время он считается распространенным пещерным минералом, формирующимся за счет испарительного насыщения поровых растворов в пещерах как сульфатного, так и карбонатного карста при наличии  $SO_4^{2-}$  и  $Mg^{2+}$  (Harmon et al., 1983; Palmer, 2016). В пещерах с  $H_2S$ -водами эпсомит обнаружен в пещерах Диана в Румынии (Onac et al., 2013), Аква Минтита и Кассано алло Ионио в Италии (D'Angeli et al., 2019). Судя по морфологии эпсомита из Пятигорского провала (колломорфные корки, покрывающие сульфатные минералы более ранней генерации) можно предположить, что он образуется в более сухие периоды при испарении пленочных и капиллярных растворов.

### Заключение

На наш взгляд, разнообразие сульфатов, выявленных в тоннеле Пятигорского провала, определяется следующими факторами и условиями: 1) привнесением веществ из термального озера с  $H_2S$ -водами в газовой и аэрозольной формах; 2) полиминеральным составом реакционных субстратов – мергелей палеоценового возраста и доломитовых блоков порталной обделки; 3) хорошей аэрацией атмосферным воздухом, допускающим испарительное концентрирование растворов. Ассоциация тамаругита, сидеронатрита, метасидеронатрита и натроярозита, развитая в ближней части тоннеля, на мергелях палеоценового возраста, маркирует сернокислые условия с  $pH < 3$ . Источник  $SO_4^{2-}$  может быть связан как с окислением пирита, так и с окислением  $H_2S$  из воздуха (при этом, возможно, действуют оба механизма). Общим для этих минералов является наличие Na, источник которого, скорее всего, связан с испарениями подземного

озера. Проявления хумберстонита и эпсомита, вероятно, имеют эпигенетический характер и связаны с испарительным насыщением капиллярных и пленочных растворов в сухие периоды.

*Авторы выражают благодарность И.И. Музабирову и С.Н. Сергееву (ИПСМ УНЦ РАН) за содействие в аналитических работах, Э.В. Сокол (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия) за ценные замечания, позволившие существенно улучшить качество рукописи.*

### Литература

**Бессонов И.В., Баранов В.В.** (2014). Причины появления и способы устранения высолов на кирпичных стенах зданий. *Жилищное строительство*, 7, 39–43.

**Бондарева Г.Л.** (2011) Гидрогеодинамические и гидрогеохимические особенности Пятигорского месторождения минеральных вод. *Автореф. дис. на соиск. степ. канд. геол.-мин. наук*. Пермь, 24 с.

**Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З.** (1984) Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. М., Наука, 125 с.

**Лаврищев В.А., Греков И.И., Семенов В.М., Ермаков В.А. и др.** (2011) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-38. Пятигорск. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 420 с.

**Невская Т.А.** (2015) Памятники и памятные места имперского периода как историко-культурный бренд Ставрополя / Культурно-познавательный туризм юга России как стратегический ресурс укрепления российской государственности. Новороссийск, Южный филиал Российского научно-исследовательского института культурного и природного наследия имени Д.С. Лихачева, 224–232.

**Проскурня Ю.А.** (2019) Минералогическая изученность Донбасса. *Инновационные перспективы Донбасса*. Донецк, ДонНТУ, 151–154.

**Хаустов В.В.** (2013) Модель формирования углекислых гидротерм большого Кавказа с учетом особенностей его глубинной геодинамики. *Альманах Пространство и Время*, 4(1), 2227-9490e-aprov\_e-ast4-1.2013.24 (электронное научное издание)

**Ara D., Sanna L., Rossi A., Galli E., De Waele J.** (2013). Minerali secondari in ambiente sotterraneo: la miniera dell'Argentiera (Sardegna nord-occidentale). *EUT Edizioni Università di Trieste*, 290–295.

**Benavente D., Pla C., Elena-Carbonell J.M., Spairani Y., Grossi C.M.** (2018). Intensive damage due to salt crystallisation by rising damp in the Colegio Santo Domingo of Orihuela (Spain). *Conserving Cultural Heritage: Proceedings of the 3rd International Congress on*

*Science and Technology for the Conservation of Cultural Heritage (Techno Heritage 2017)*, 273–275.

**Chervyatsova O.Y., Potapov S.S., Kuzmina L.Y., Dublyansky Y.V., Sadykov S.A., Kiseleva D.V., Okuneva T.G., Dzhabrailov S.M., Samokhin G.V.** (2020) Sulfuric acid speleogenesis in the North Caucasus: Sharo-Argun valley Caves (Chechen Republic, Russia). *Geomorphology*, **369**, 107346.

**Chou I.M., Seal R.R.** (2003) Determination of epsomite – hexahydrate equilibria by the humidity buffer technique at 0.1 MPa with implications for phase equilibria in the system  $MgSO_4-H_2O$ . *Astrobiology*, **3**, 619–630.

**D'Angeli I.M., Carbone C., Nagostinis M., Parise M., Vattano M., Madonia G., De Waele J.** (2019) New insights on secondary minerals from Italian sulfuric acid caves. *International Journal of Speleology*, **47** (3), 271–291.

**Eckardt F.D., Drake N.** (2011) Introducing the Namib Desert Playas. *Sabkha Ecosystems*, **3**. Springer, Africa and Southern Europe. Dordrecht, 19–25.

**Fitzpatrick R., Shand P., Raven M., McClure S.** (2010) Occurrence and environmental significance of sideronatrite and other mineral precipitates in Acid Sulfate Soils. *19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World*, 1–6.

**Forti P., Panzica La Manna M., Rossi A.** (1996). The peculiar mineralogical site of the Alum cave (Vulcano, Sicily). 7th International Symposium on Vulcanospeleology, Canarie 1994, 35–44.

**Harmon R.S., Atkinson T.C., Atkinson J.L.** (1983) The mineralogy of Castleguard cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, (15)4, 503–516.

**Klimchouk A.B.** (2007) Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective. *National Cave and Karst Research Institute, Special Paper 1*, Carlsbad, 106 p.

**Laghi T.** (1806) Di un nuovo sale fossile scoperto nel bolognese. *Memorie Istituto Nazionale Italiano*, **1** (1), 19–26.

**Lazaridis G., Melfos V., Papadopoulou L.** (2011). The first cave occurrence of orpiment (N. Greece). *International Journal of Speleology*, **40**(2), 133–139.

**Lombardi G., Sposato A.** (1981). Tamarugite from Vulcano, Aeolian Islands, Italy. *The Canadian Mineralogist*, **19**(3), 403–407.

**Matýšek D., Jirásek J., Osovský M., Skupien P.** (2014) Minerals formed by the weathering of sulfides in mines of the Czech part of the Upper Silesian Basin. *Mineralogical Magazine*, **78**(5), 1265–1286.

**Mrose M.E., Fahey J.J., Ericksen G.E.** (1970) Mineralogical studies of the nitrate deposits of Chile. III. Humberstonite,  $K_3Na_7Mg_2(SO_4)_6(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$ , a new saline mineral. *American Mineralogist*, **55**, 1518–1533.

**Onac B.P., Pușcaș C.M., Effenberger H.S., Povară I., Wynn J.G.** (2013). The hypogene origin of Diana Cave (Romania) and its sulfuric acid weathering

environment. *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*. Brno, Czech Republic. Vol. 3, 470–473.

**Ordóñez S., La Iglesia Á., Louis M., García-del-Cura M.Á.** (2016). Mineralogical evolution of salt over nine years, after removal of efflorescence and saline crusts from Elche's Old Bridge (Spain). *Construction and Building Materials*, **112**, 343–354.

**Palmer A.N.** (2016) The Mammoth Cave system, Kentucky, USA. *Boletín Geológico y Minero*, **127**(1), 131–145.

**Polyak V.J., Provencio P.** (2001) By-product materials related to  $H_2S-H_2SO_4$  influenced speleogenesis of Carlsbad, Lechuguilla, and other caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies*, **63**(1), 23–32.

**Rodgers K.A., Hamlin K.A., Browne P.R.L., Campbell K.A., Martin R.** (2000). The steam condensate alteration mineralogy of Ruatapu cave, Orakei Korako geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Mineralogical Magazine*, **64**(1), 125–142.

**Tămaș T., Kristály F., Barbu-Tudoran L.** (2011) Mineralogy of Iza Cave (Rodnei Mountains, N. Romania). *International Journal of Speleology*, **40**(2), 171–179.

**Tang Y.** (2005). Non-metallic deposits of Xinjiang, China [Zhongguo Xinjiang Fei Jinshu Kuangchuang]. *Geological Publishing House (Beijing)*, 289 p.

**Vakhrushev B.A.** (2009) Peculiar features of hypogene speleogenesis in the folded mountain region of the Western Caucasus. *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins*. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1 (Klimchouk A.B. and Ford D.C., eds.), 271–274.

**Valentino G.M., Cortecchi G., Franco E., Stanzione D.** (1999) Chemical and isotopic compositions of minerals and waters from the Camp Flegrei volcanic system, Naples, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **91**, 329–344.

**Ventruti G., Scordari F., Della Ventura G., Bellatreccia F., Gualtieri A.F., Lausi A.** (2013). The thermal stability of sideronatrite and its decomposition products in the system  $Na_2O-Fe_2O_3-SO_2-H_2O$ . *Physics and Chemistry of Minerals*, **40**(8), 659–670.

**Vettori S., Bracci S., Cantisani E., Riminesi C., Sacchi B., D'Andria F.** (2016). A multi-analytical approach to investigate the state of conservation of the wall paintings of Insula 104 in Hierapolis (Turkey). *Microchemical Journal*, **128**, 279–287.

**Wray R.A.L.** (2011) Alunite formation within silica stalactites from the Sydney Region, South-Eastern Australia. *International Journal of Speleology*, **40**(2), 109–116.

**Zambonini F.** (1907) Su alcuni minerali della Grotta dello Zolfo a Miseno. *Rendiconti Accademia delle Scienze*, **3**(46), 324–331.



## References

- Ara D., Sanna L., Rossi A., Galli E., De Waele J.** (2013) Minerali secondari in ambiente sotterraneo: la miniera dell'Argentiera (Sardegna nord-occidentale). *EUT Edizioni Università di Trieste*, 290–295.
- Benavente D., Pla C., Elena-Carbonell J. M., Spairani Y., Grossi C. M.** (2018). Intensive damage due to salt crystallisation by rising damp in the Colegio Santo Domingo of Orihuela (Spain). *Conserving Cultural Heritage: Proceedings of the 3rd International Congress on Science and Technology for the Conservation of Cultural Heritage (Techno Heritage 2017)*, 273–275.
- Bessonov I.V., Baranov V.V.** (2014) [Reasons for the formation and remedy of efflorescence on building brick walls]. *Zhilishchnoe stroitelstvo [Housing construction]*, 7, 39–43. (in Russian)
- Bondareva G.L.** (2011) [Hydrogeodynamic and hydrogeochemical features of Pyatigorsk mineral water deposit]. *Abstract of Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences*. Perm, 24 p. (in Russian)
- Chervyatsova O.Y., Potapov S.S., Kuzmina L.Y., Dublyansky Y.V., Sadykov S.A., Kiseleva D.V., Okuneva T.G., Dzhabrailov S.M., Samokhin G.V.** (2020). Sulfuric acid speleogenesis in the North Caucasus: Sharo-Argun valley Caves (Chechen Republic, Russia). *Geomorphology*, **369**, 107346.
- Chou I.M., Seal R.R.** (2003) Determination of epsomite – hexahydrate equilibria by the humidity buffer technique at 0.1 MPa with implications for phase equilibria in the system  $MgSO_4-H_2O$ . *Astrobiology*, **3**, 619–630.
- D'Angeli I.M., Carbone C., Nagostinis M., Parise M., Vattano M., Madonia G., De Waele J.** (2019) New insights on secondary minerals from Italian sulfuric acid caves. *International Journal of Speleology*, **47**(3), 271–291.
- Dublianskiy V.N., Kiknadze T.Z.** (1984) [Karst hydrogeology of the Alpine fold region of the southern part of the USSR]. Moscow, Nauka, 125 p. (in Russian)
- Eckardt F.D., Drake N.** (2011) Introducing the Namib desert playas. *Sabkha Ecosystems*, **3**. Springer, Africa and Southern Europe. Dordrecht, 19–25.
- Fitzpatrick R., Shand P., Raven M., McClure S.** (2010) Occurrence and environmental significance of sideronatrite and other mineral precipitates in Acid Sulfate Soils. *19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World*, 1–6.
- Forti P., Panzica La Manna M., Rossi A.** (1996). The peculiar mineralogical site of the Alum cave (Vulcano, Sicily). 7th International Symposium on Vulcanospeleology, Canarie 1994, 35–44.
- Harmon R.S., Atkinson T.C., Atkinson J.L.** (1983) The mineralogy of Castleguard cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. *Arctic and Alpine Research*, **15**(4), 503–516.
- Khaustov V.V.** (2013) [Model of the formation of carbon dioxide fluids in the Greater Caucasus and peculiarities of its deep geodynamics]. *Electronnoye nauchnoye izdanie Almanakh prostranstvo i vremya [Electronic scientific publication Almanac Space and Time]*, **4**(1), 2227-9490e-aprov\_r\_e-ast4-1.2013.24 (in Russian)
- Klimchouk A.B.** (2007) Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective. *National Cave and Karst Research Institute, Special Paper 1*, Carlsbad, 106 p.
- Laghi T.** (1806) Di un nuovo sale fossile scoperto nel bolognese. *Memorie Istituto Nazionale Italiano*, **1**(1), 19–26.
- Lavrishchev V.A., Grekov I.I., Semenov V.M., Ermakov V.A. et al.** (2011) [State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 1 000 000 (third generation). Scythian series. Sheet L-38. Pyatigorsk. Explanatory note]. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 420 p. (in Russian)
- Lazaridis G., Melfos V., Papadopoulou L.** (2011). The first cave occurrence of orpiment (N. Greece). *International Journal of Speleology*, **40**(2), 133–139.
- Lombardi G., Sposato A.** (1981) Tamarugite from Vulcano, Aeolian Islands, Italy. *The Canadian Mineralogist*, **19**(3), 403–407.
- Matýšek D., Jirásek J., Osovský M., Skupien P.** (2014). Minerals formed by the weathering of sulfides in mines of the Czech part of the Upper Silesian Basin. *Mineralogical Magazine*, **78**(5), 1265–1286.
- Mrose M.E., Fahey J.J., Ericksen G.E.** (1970): Mineralogical studies of the nitrate deposits of Chile. III. Humberstonite,  $K_3Na_7Mg_2(SO_4)_6(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$ , a new saline mineral. *American Mineralogist*, **55**, 1518–1533.
- Nevskaya T.A.** (2015) [Monuments and memorable places of the imperial period as a historical and cultural brand of Stavropol'e]. In: *Kulturno-poznavatel'nyy turizm yuga Rossii kak stratigicheskii resurs ukrepleniya rossiyskoy gosudarstvennosti [Cultural and educational tourism in the southern part of Russia as a strategic resource for strengthening Russian statehood]*. Novorossiysk, Juzhnyy filial Rossiyskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta kul'turnogo i prirodnogo naslediya im. D.S. Lichacheva, 224–232. (in Russian)
- Onac B.P., Puşcaş C.M., Effenberger H.S., Povară I., Wynn J.G.** (2013). The hypogene origin of Diana Cave (Romania) and its sulfuric acid weathering environment. *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*. Brno, Czech Republic. Vol. 3, 470–473.
- Ordóñez S., La Iglesia Á., Louis M., García-del-Cura M.Á.** (2016). Mineralogical evolution of salt over nine years, after removal of efflorescence and saline crusts from Elche's Old Bridge (Spain). *Construction and Building Materials*, **112**, 343–354.
- Palmer A.N.** (2016) The Mammoth cave system, Kentucky, USA. *Boletín Geológico y Minero*, **127**(1), 131–145.
- Polyak V.J., Provencio P.** (2001) By-product materials related to  $H_2S-H_2SO_4$  influenced speleogenesis of Carlsbad,

Lechuguilla, and other caves of the Guadalupe Mountains, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studie*, **63**(1), 23–32.

**Proskurnia Yu.A.** (2019) [Mineralogical study of Donbass]. *Innovatsionnye perspektivy Donbassa [Innovative perspectives of Donbass]*. Donetsk, DonNTU, 151–154.

**Rodgers K.A., Hamlin K.A., Browne P.R.L., Campbell K.A., Martin R.** (2000). The steam condensate alteration mineralogy of Ruatapu cave, Orakei Korako geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Mineralogical Magazine*, **64**(1), 125–142.

**Tămaş T., Kristály F., Barbu-Tudoran L.** (2011) Mineralogy of Iza Cave (Rodnei Mountains, N. Romania). *International Journal of Speleology*, **40**(2), 171–179.

**Tang Y.** (2005). Non-metallic deposits of Xinjiang, China [Zhongguo Xinjiang Fei Jinshu Kuangchuang]. *Geological Publishing House (Beijing)*, 289 p.

**Vakhrushev B.A.** (2009). Peculiar features of hypogene speleogenesis in the folded mountain region of the Western Caucasus. *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins*. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper 1 (Klimchouk A.B. and Ford D.C, eds.), 271–274.

**Valentino G.M., Cortecci G., Franco E., Stanzione D.** (1999) Chemical and isotopic compositions of minerals and waters from the Camp Flegrei volcanic system, Naples, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **91**, 329–344.

**Ventruți G., Scordari F., Della Ventura G., Bellatreccia F., Gualtieri A. F., Lausi A.** (2013). The thermal stability of sideronatriite and its decomposition products in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SO}_2-\text{H}_2\text{O}$ . *Physics and Chemistry of Minerals*, **40**(8), 659–670.

**Vettori S., Bracci S., Cantisani E., Riminesi C., Sacchi B., D'Andria F.** (2016). A multi-analytical approach to investigate the state of conservation of the wall paintings of Insula 104 in Hierapolis (Turkey). *Microchemical Journal*, **128**, 279–287.

**Wray R.A.L.** (2011) Alunite formation within silica stalactites from the Sydney Region, South-Eastern Australia. *International Journal of Speleology*, **40**(2), 109–116.

**Zambonini F.** (1907) Su alcuni minerali della Grotta dello Zolfo a Miseno. *Rendiconti Accademia delle Scienze*, **3**(46), 324–331.

## КРАТКИЕ ЗАМЕТКИ / BRIEF REPORTS

УДК 551.1

DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-7

## ГЕОТУРИЗМ В АФРИКЕ. СЫМЕНСКИЕ ГОРЫ

**К.А. Новоселов***Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,  
Институт минералогии, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; const31@yandex.ru*

Статья поступила в редакцию 26.12.2020 г., принята к печати 28.01.2021 г.

## GEOTURISM IN AFRICA. THE SIMIEN MOUNTAINS

**К.А. Novoselov***South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Institute of Mineralogy,  
Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia; const31@yandex.ru*

Received 26.12.2020, accepted 28.01.2021

**Аннотация.** Рассмотрено геологическое строение Эфиопии и Сыменских гор, расположенных в северной части Северо-Эфиопского плато, которое сложено олигоценовыми платобазальтами и сформированными на них олигоцен-миоценовыми щитовыми вулканами.

**Ключевые слова:** Африка, Эфиопия, траппы, Сыменские горы.

**Abstract.** The paper is dedicated to the geological structure of Ethiopia and Simien Mountains, which are located in the northern part of the North Ethiopian Plateau composed of Oligocene plateau basalts hosting Oligocene-Miocene shield volcanoes.

**Keywords:** Africa, Ethiopia, Simien Mountains, plateau basalts.

**Для цитирования:** Новоселов К.А. Геотуризм в Африке. Сыменские горы. Минералогия, 7(1), 90–94. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-7.

**For citation:** Novoselov K.A. Geotourism in Africa. The Simien mountains. Mineralogy, 7(1), 90–94. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-1-7.

*Выше только утесы, нагие стремнины,  
Где кочуют ветра да ликуют орлы,  
Человек не взбирался туда, и вершины  
Под тропическим солнцем от снега белы.  
«Абиссиния», Н.С. Гумилев*

**Введение**

Эфиопия является важным направлением для геотуризма, включающим в себя уникальные ландшафты (Asrat et al., 2012). Рифтовая долина, где расположены пустыня Данакиль и вулкан Эрта-Але, массивы Сымен и Бале, водопад Тис-Иссат на Голубом Ниле – вот далеко не полный перечень объектов геотуризма в стране. Сыменские горы в 1978 г. были признаны мировым наследием ЮНЕСКО. Кроме них в Эфиопии этот статус имеют Аксумские стеллы, церкви Лалибеллы, замок

Фасилидеса в Гондаре, мегалиты Тийя, долины рек Аваш и Омо, мусульманский святой город Харар и ландшафты Консо.

Эфиопское плато является наиболее объемным горным сооружением в Африке (Abbate et al., 2015; Asrat et al., 2012), сформировавшимся в результате геодинамических и геоморфологических процессов в олигоцене. Его образование происходило на фоне глобальных катаклизмов и включало в себя формирование крупной изверженной провинции (LIP) на сопряжении рифтовых структур Красного моря, Аденского залива, Восточно-Африканского рифта (рис. 1). Данное сообщение написано под впечатлением поездки в Эфиопию в 2019 г. Оно ставит целью привести краткую геологическую информацию о стране и Сыменских горах как объекте для геотуризма.

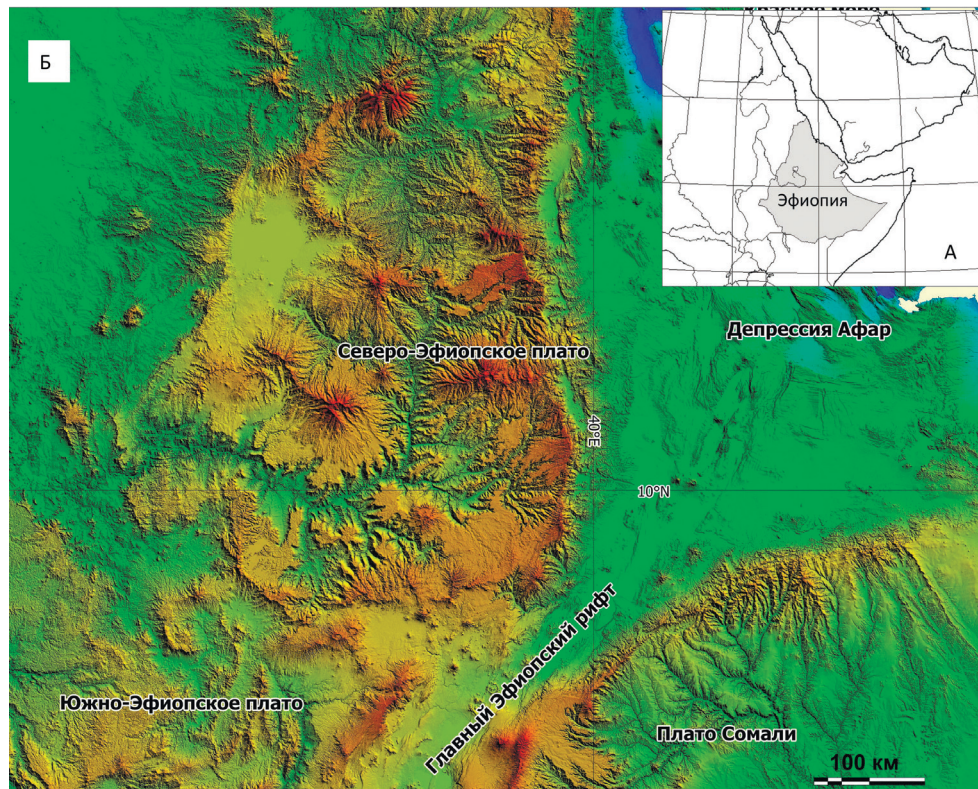


Рис. 1. Географическое положение Эфиопии (а) и цифровая модель рельефа района (б).

Fig. 1. Geographical position of Ethiopia (a) and digital elevation map of Ethiopia (б).

### Краткий обзор геологического строения Эфиопии

Фундамент, на котором отлагались все более молодые породы, представлен докембрийскими образованиями (Geological..., 1996). Они состоят из метаморфизованных в различной степени осадочных, вулканических и интрузивных пород. Для докембрийского основания предлагаются три литотектонических последовательности: 1) нижний комплекс, состоящий из сильно метаморфизованных пород (гнейсов и мигматитов с подчиненными кварц-полевошпатовыми гнейсами и сланцами); 2) средний комплекс, представляющий платформенный тип псаммитовых и пелитовых метаосадков с подчиненными мраморами и сланцами, и 3) верхний комплекс, тектонически перекрывающий средний и сложенный мощной последовательностью островодужных и офиолитовых ассоциаций с низкой (зеленосланцевой) степенью метаморфизма.

Породы фундамента обнажены в районах, где более молодые покровные образования были эродированы (рис. 2). В конце докембрия произошел подъем территории, за которым последовал

длительный период эрозии. Любые осадки, которые отлагались в течение палеозоя, были в значительной степени удалены эрозией. Отложение осадочных пород возобновилось в позднем палеозое-мезозое. Мелководный бассейн был сформирован сначала над Огаденом (плато Сомали), а затем распространился дальше на север и запад. Позднепалеозойские до триассовых осадочные толщи состоят из песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, конгломератов, локально тиллитов.

Мезозойские осадки состоят из песчаников триассового возраста, юрских известняков и меловых песчаников, которые переслаиваются с конгломератами и аргиллитами. В начале кайнозоя началось формирование рифтовой долины, сопровождавшееся широкомасштабной вулканической активностью. Излияние огромных количеств базальтовой лавы над западной частью страны сопровождалось выбросами вулканического пепла. Эволюция траппового вулканизма привела к формированию несколько щитовых вулканов, также состоящих из щелочных базальтов и кластического материала. Более поздний вулканизм связан с развитием рифтовой долины, и вулканическая дея-

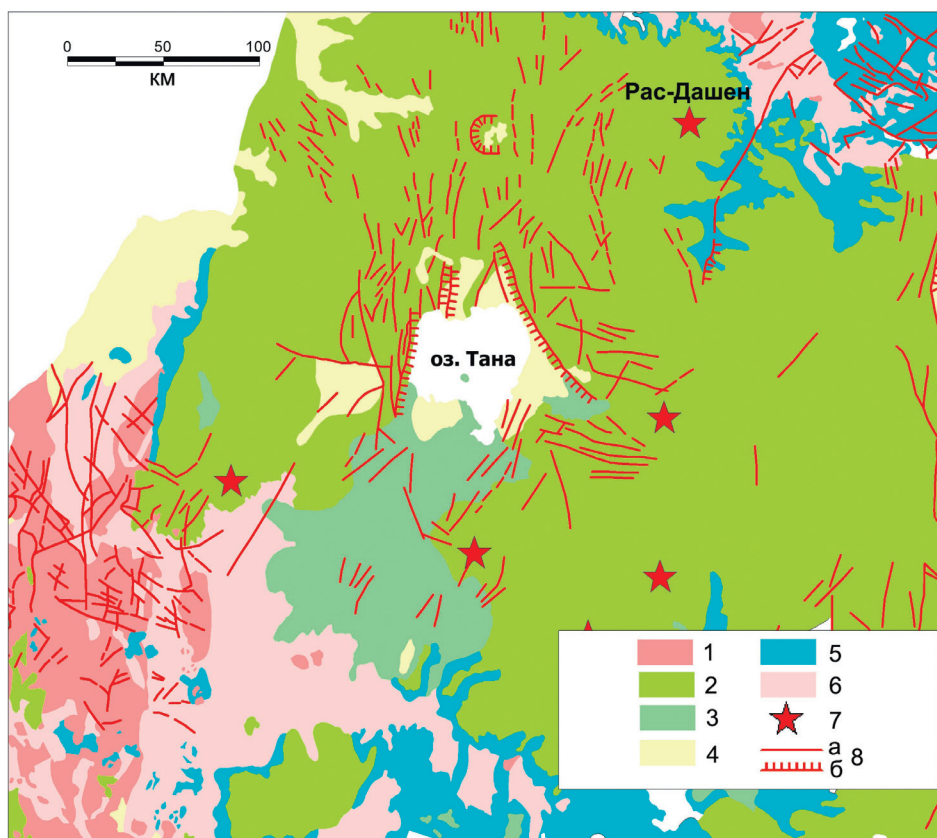


Рис. 2. Упрощенная геологическая карта Северо-Эфиопского плато по (Geological..., 1996).

1 – интрузии гранитов; 2 – олигоцен-миоценовые платобазальты; 3 – плейстоцен-голоценовые вулканиты; 4 – плейстоцен-голоценовые осадочные породы; 5 – позднепалеозойско-эоценовые осадочные породы; 6 – породы неопротерозойского фундамента; 7 – вулканические постройки; 8 – разломы (а) и разломы с направлением падения (б)

Fig. 2. Simplified geological map of North Ethiopian plateau after (Geological..., 1996).

1 – granite intrusions; 2 – Oligocene-Miocene plateau basalt; 3 – Pleistocene-Holocene volcanic rocks; 4 – Pleistocene-Holocene sedimentary rocks; 5 – Late Paleozoic-Eocene sedimentary rocks; 6 – rocks of the Neoproterozoic basement; 7 – volcanic edifices; 8 – faults (a) and faults with dip direction (б).

тельность сосредоточена в этой структуре и вдоль края прилегающего плато (Mohr, 1983).

### Сыменские горы

Сыменские горы расположены в северной части Северо-Эфиопского плато, которое сложено олигоценовыми платобазальтами и сформированными на них олигоцен-миоценовыми щитовыми вулканами. Эфиопские траппы образовались примерно 30 млн лет назад в течение короткого периода (около 1 млн лет). Мощность трапповой толщи достигает 2 км, а площадь распространения 600 000 км<sup>2</sup> (Mohr, 1983). Траппы образованы мощными и протяженными покровами относительно однообразных толеитовых и переходных базальтов с подчиненным количеством кислых пород. Базальты в основном афировые и редко порфиоровые

с фенокристами плагиоклаза и клинопироксена, редко – оливина. Кислые лавовые потоки и туфы/игнимбриты в верхней части разреза представлены риолитами и редко трахитами. Щитовые вулканы имеют диаметр основания 50–100 км и максимальную высоту до 3 км. Щитовые вулканы в районе Сыменского национального парка возникли 31–30 млн лет назад. Состав пород, слагающих щитовые вулканы, сходен с платобазальтами.

Формация платобазальтов формирует весьма характерные формы рельефа Сыменских гор с платообразными возвышенностями – амбами, которые разделены глубокими ущельями (рис. 3). Нижняя часть формации на поверхность современного эрозионного среза выходит на высоте 1200–1800 м и состоит из потоков массивных базальтов без кислых пород мощностью 10–15 м. Верхняя часть обнажена на высоте 1800–2700 м и состоит из порфиоровых

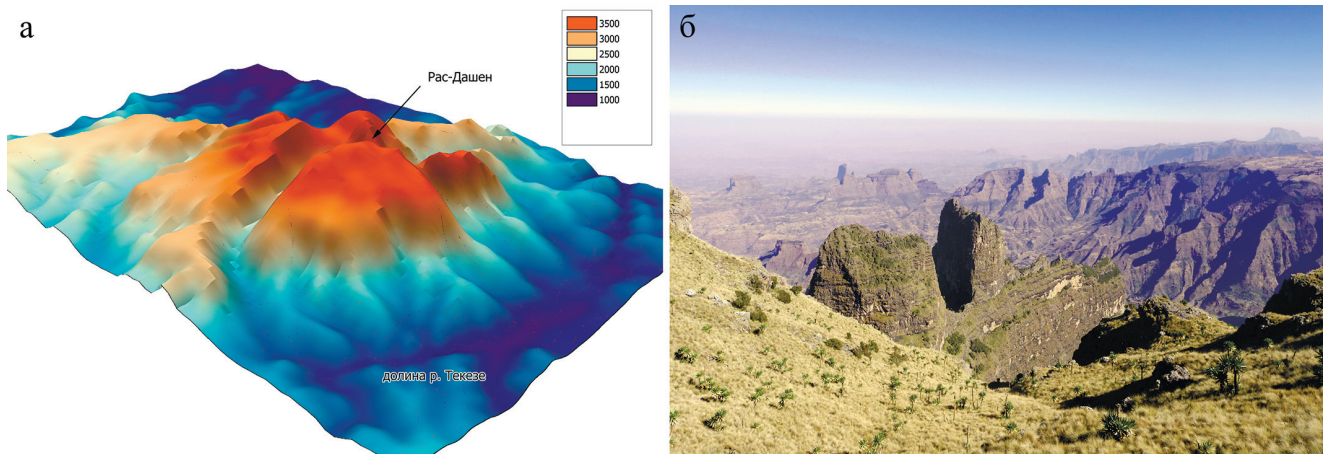


Рис. 3. Трехмерная диаграмма Сьменского массива (а) и фото его характерного рельефа (б).  
Fig. 3. 3D diagram of the Simien Mountains (a) and its typical topography (б).

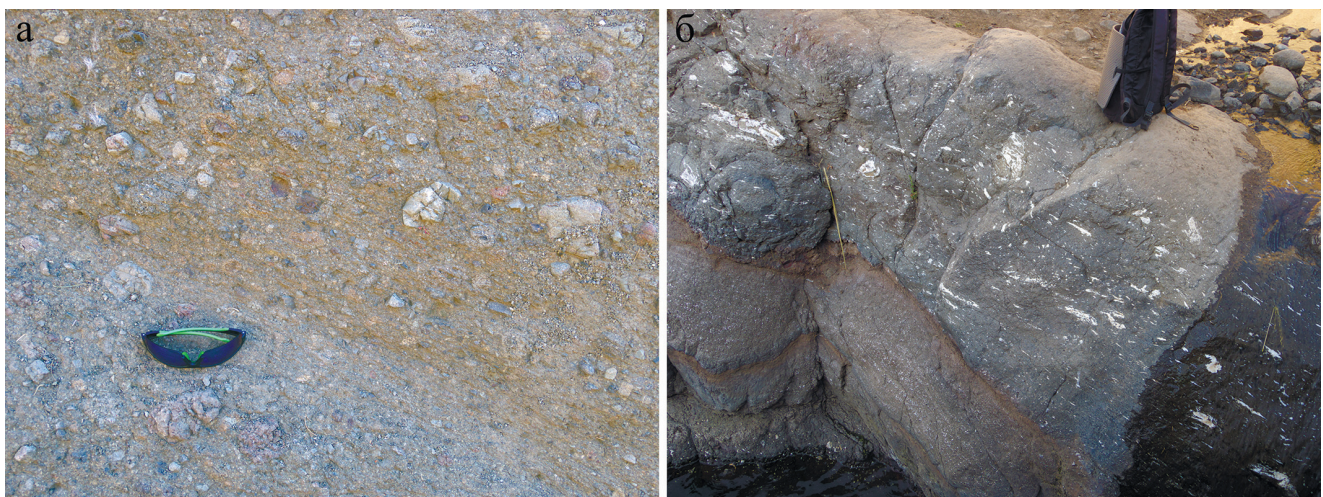


Рис. 4. Лавы (а) и туфы (б) в коренных обнажениях.  
Fig. 4. Lava (a) and tuffs (б) in bedrock outcrops.

базальтов, образующих потоки мощностью 10–15 м, а также потоков базальтов с цилиндрической отдельностью. Базальты перекрываются риолитовыми туфами и игнимбритами в переслаивании с массивными лавовыми потоками и тонкими слоями обсидианов и туфов (рис. 4).

Контакт между породами платобазальтовой формации и щитового вулкана находится на высоте 2700 м и падает примерно 5° от вершины вулкана. Вулканическая последовательность щитового вулкана сформирована тонкими (до 3 м) непрерывными пластами сильно порфировых базальтов в основании разреза, сильно порфировых трахибазальтов и средних гетерогенных интеркаляций столбчатых слегка порфировых базальтов, трахитов и риолитовых туфов, а также столбчатых щелочных базальтов на вершине.

### Вместо заключения

Крупные изверженные провинции (Large Igneous Provinces – LIPs), сформированные мощными базальтовыми толщами, известны в районе Кивинаван, США (протерозой), на Сибирской платформе (ранний мезозой), в районе Кару и смежных областях Южной Африки (юра), на плато Парана в Бразилии и Деканском плато в южной Индии (мел), на плато р. Колумбия (средне-третичное время) и в районе Эфиопии и Йемена. Крупнейшие из этих провинций покрывали изначально площади порядка 10<sup>6</sup> км<sup>2</sup> (Mohr, 1983).

Трапповый вулканизм рассматривается как одна из возможных причин изменений климата и массовых вымираний на планете (Wignall, 2001). Он сопровождается выбросами в атмосферу ко-

лоссальных количеств углекислого газа, диоксида серы, а также фтороводорода, хлороводорода, метана, вызывающих разрушение озонового слоя, аноксию, кислотные дожди, закисление океанов и изменения климата. С извержением эфиопских траппов, возможно, связано похолодание климата и сопутствующее постепенное вымирание в эоцене и олигоцене (Hofmann et al., 1997). Сыменский национальный парк (<https://simienpark.org/>) дает возможность увидеть свидетельства одного из последних проявлений траппового вулканизма.

## Литература

**Abbate E., Bruni P., Sagri M.** (2015) Geology of Ethiopia: a review and geomorphological perspectives. In: *Landscapes and Landforms of Ethiopia* (ed. Billi P.). Springer Science+Business Media Dordrecht, 33–64.

**Asrat A., Demissie M., Mogessie A.** (2012) Geoheritage conservation in Ethiopia: the case of the Simien mountains. *Quaestiones Geographicae*, **31**(1–4), 7–23

Geological map of Ethiopia 1 : 2000 000. Second edition, 1996.

**Hofmann C., Courtillot V., Feraud G., Rochette P., Yirgu G., Ketefo E., Pik R.** (1997) Timing of the Ethiopian flood basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature*, **389**, 838–841.

**Mohr P.** (1983) Ethiopian flood basalt province. *Nature*, **303**, 577–584.

**Wignall P.B.** (2001) Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, **53**(1), 1–33.

# МИНЕРАЛОГИЯ

Том 7 № 1 2021

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)

ISSN 2313-545X



Свидетельство  
о регистрации средства массовой информации в Роскомнадзоре  
ПИ № ФС77-78696 от 30 июля 2020 г.

Технический редактор:

*И.Ю. Мелекесцева*

Оригинал-макет:

*О.Л. Буловская*

Корректор:

*И.А. Спирина*

---

Подписано в печать 29.03.2021. Дата выхода в свет:  
Формат 60 × 80%. Печать офсетная. Усл. печ. л. 5.1. Уч.-изд. л. 5.2. Тираж 200 экз. Заказ №  
Институт минералогии УрО РАН: 456317, г. Миасс Челябинской обл., Ильменский заповедник  
Отпечатано с оригинал-макета заказчика в ООО «Типография Для Вас»  
620026, Свердловская область, г. Екатеринбург, ул. Розы Люксембург, 52А, офис 3.  
Распространяется бесплатно.

---



# MINERALOGY

## 2021. Vol. 7. No. 1

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)



*Founder:* Federal State Budgetary Institution South Urals Federal Research Center  
of Mineralogy and Geoecology, Urals Branch, Russian Academy of Sciences

Registration certificate PI no. FS77-78696 from July 30, 2020  
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media of the Russian Federation

*Technical editor:*  
Irina Melekestseva  
*Layout:*  
Olga Buslovskaya  
*Corrector:*  
Irina Spirina

---

Signed in print ....

Format 60 × 80½. Offset printing. Printed sheets .... Circulation of 200. Order no.  
SU FRC MiG UB RAS: territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia

Printed from a layout in Printing House Tipografiya dlya vas  
ul. Rozy Lyuksemburg 52A/3, Yekaterinburg, Sverdlovsk district, 620026 Russia  
Free of charge

---

### СОДЕРЖАНИЕ

Том 7 № 1 2021

#### МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

*А.В. Касаткин, С.Ю. Степанов, М.В. Цыганко, Р. Шкода, Ф. Нестола, Я. Плашил, Э. Маковицки, А.А. Агаханов, Р.С. Паламарчук* .....5  
Минералогия Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал). Часть 2: простые вещества, сульфиды, арсениды, теллуриды

*В.А. Попов* .....23  
Относительный возраст акцессорных минералов в пегматитах Ильменских гор, Южный Урал

*Т.Н. Сурин* .....40  
Позднедевонский сахаринский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал): петролого-минералогические особенности и геодинамическая обстановка формирования

*Н.С. Чухарева, Е.В. Белогуб, Ю.А. Рыжкова, И.А. Блинов, М.А. Рассомахин, К.А. Новоселов* .....54  
Особенности морфологии и химического состава самородного золота месторождения Муртыкты (Южный Урал)

*Ю.В. Ерохин, А.В. Захаров, Л.В. Леонова* .....66  
Минералогия сыродутных шлаков Шувакишского железоделательного завода (окрестности г. Екатеринбурга, Свердловская область)

*О.Я. Червяцова, А.В. Касаткин, Н.В. Чуканов, Ф. Нестола* .....78  
Сульфатная минерализация в тоннеле пещеры Пятигорский провал (Северный Кавказ)

#### КРАТКИЕ ЗАМЕТКИ

*К.А. Новоселов* .....90  
Геотуризм в Африке. Сыменские горы