Ч. CL, № 6, 2021

U-Pb возраст и Sm-Nd изотопный состав эндербитов, северная часть Балтийского (Фенноскандинавского) щита	
В. Р. Ветрин, Н. В. Родионов, П. А. Серов	1
Изотопный состав кислорода разновозрастного циркона из гнейсов Чупинской толщи (Хитостров, оз. Верхнее Пулонгское), Беломорье	
Д. П. Крылов, С. Г. Скублов, СХ. Ли, ЧЛ. Ли, Е. В. Левашова	18
НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ	
Новые минералы. LXXV	
В. Н. Смольянинова	28
МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ	
Людвигит и юаньфулиит из фумарольных эксгаляций вулкана Толбачик (Камчатка)	
М. О. Булах, И. В. Пеков, Н. Н. Кошлякова, Е. Г. Сидоров	67
Парагенезисы поляковита-(Се) в карбонатитах и ультрамафитах Ильменских гор (Южный Урал)	
В. А. Попов	88
Необычно богатый железом джулголдит-(Fe ³⁺) из Карадагского вулканического массива (Крымский полуостров)	
А. В. Касаткин, Н. В. Зубкова, Н. В. Чуканов, Д. А. Ксенофонтов, Р. Шкода, А. И. Тищенко, М. В. Воронин, С. Н. Бритвин, И. В. Пеков	96
ПРИКЛАДНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ	
Технологическая минералогия жильного кварца месторождения Фенькина-Лампи (Карелия)	
Е. Н. Светова, С. Н. Шанина, В. Б. Пикулев, О. В. Букчина	113

Ч. CL, no. 6, 2021

1

U-Pb Age and Sm-Nd Isotope Composition of Enderbites	
(Northern Part of the Fennoscandian Shield)	
V. R. Vetrin, N. V. Rodionov, and P. A. Serov	1
Oxygen Isotope Composition of Heterochronous Zircons from Gneiss of the Chupa Sequence (Khitostrov, Upper Pulonga Lake), Belomorian Province	
D. P. Krylov, S. G. Skublov, Xian-Hua Li, Qiu-Li Li, and E. V. Levashova	18
NEW MINERALS	
New Minerals. LXXV	
V. N. Smolyaninova	28
MINERALS AND MINERAL PARAGENESES	
Ludwigite and Yuanfuliite from Fumarolic Exhalations of the Tolbachik Volcano (Kamchatka, Russia) <i>M. O. Bulakh, I. V. Pekov, N. N. Koshlyakova, and E. G. Sidorov</i>	67
Parageneses of Polyakovite-(Ce) in Carbonatites and Ultramafites of the Ilmen Mountains (South Urals, Russia)	
V. A. Popov	88
Unusually Iron-Rich Julgoldite- $(Fe^{s\tau})$ from the Karadag Volcanic Massif (Crimea Peninsula)	
A. V. Kasatkin, N. V. Zubkova, N. V. Chukanov, D. A. Ksenofontov, R. Skoda, A. I. Tishchenko, M. V. Voronin, S. N. Britvin, and I. V. Pekov	96
APPLIED MINERALOGY	
Mineral Processing of Vein Quartz from the Fenkina-Lampi Deposit (Karelia)	
E. N. Svetova, S. N. Shanina, V. B. Pikulev, and O. V. Bukchina	113

U-Pb ВОЗРАСТ И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ЭНДЕРБИТОВ, СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО (ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО) ЩИТА

© 2021 г. д. чл. В. Р. Ветрин^{1, 2, *}, Н. В. Родионов^{3, **}, П. А. Серов^{1, ***}

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН, ул. Ферсмана, 14, Мурманская обл., Апатиты, 184209 Россия

> ²Институт минералогии, геохимии, кристаллохимии редких элементов, ул. Вересаева, 15, Москва, 121357 Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний проспект В.О., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

> *e-mail: vetrin.val@gmail.com **e-mail: nickolay rodionov@vsegei.ru

***e-mail: serov@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 01.07.2021 г. После доработки 31.08.2021 г. Принята к публикации 30.09.2021 г.

Хомпен гнейсы северной части Балтийского щита представлены эндербитами тоналит-трондьемитового состава с повышенными концентрациями Na₂O, Al₂O₃, Sr и пониженными – K, Rb, высокозарядных и радиоактивных элементов (Nb, Y, Ti, P, U, Th) и РЗЭ при их существенном фракционировании (La/Yb)_N = 104). Кристаллы циркона из эндербитов по морфологии кристаллов, их внутреннему строению, составу и возрасту, определенному на ионном микроанализаторе SHRIMP-II, разделены на 4 генерации. По циркону генерации II время кристаллизации эффузивных протолитов эндербитов установлено в 2921 ± 12 млн лет, и возраст раннего (мезоархейского) гранулитового метаморфизма (циркон генерации III) определен в 2851 ± ± 11 млн лет. Кристаллы циркона генерации II содержат включения реликтов зерен с возрастом 2990 \pm 4 млн лет (генерация I), соответствующим, вероятно, возрасту вулканитов более ранней фазы хомпен гнейсов, или датированные кристаллы являются захваченными из пород континентальной коры. Кристаллы с возрастом 2778 ± \pm 10 млн лет (генерация IV) по времени образования соответствуют возрасту синхронных с поздним (неоархейским) гранулитовым метаморфизмом гранодиоритовых массивов региона, и нахождение этих кристаллов в хомпен гнейсах происходило, вероятно, при их инъецировании гранитоидами жильной фации массивов гранодиоритов. По данным Sm-Nd изотопной систематики протолиты хомпен гнейсов содержали 50-90% вещества деплетированной мантии, и были образованы в результате плавления разновозрастных базитов нижней коры при андерплейтинге в них базальтов, сходных с примитивными толеитами TH-1 архейских зеленокаменных поясов.

Ключевые слова: гранитоиды ТТГ ассоциации, U-Pb датирование циркона, Sm-Nd систематика пород

DOI: 10.31857/S0869605521060095

Эндербиты, известные в северной части Балтийского щита как хомпен гнейсы (Iversen, 1991) изучались в провинции Сёрварангер северной Норвегии при проведении исследований по российско-норвежской программе "Северный район" в 1988–

1993 гг. В результате этих работ были получены сведения о геологии и вещественному составу пород (Dobrzhinetskaya et al., 1995; Nordgulen et al., 1995; Vetrin et al., 1995), a также проведено U-Pb TIMS датирование циркона из пород провинции. По верхнему пересечению дискордии, построенной по четырем точкам состава сложных по строению кристаллов циркона из хомпен гнейсов, определен возраст в 2902 ± 9 млн лет, принятый за время магматической кристаллизации пород (Levchenkov et al., 1995). Полученный мезоархейский возраст кристаллизации эндербитов является одним из самых древних возрастов для пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, слагающих не менее 10–15% верхней коры северной части Балтийского щита. Принимая во внимание важность полученных результатов, а также сложное строение кристаллов циркона из хомпен гнейсов, нами выполнено U-Pb датирование циркона из этих пород на микрозонде SHRIMP II с целью реконструкции эндогенных процессов, записанных в структуре и составе кристаллов. В результате выполненных работ показано, что время кристаллизации хомпен гнейсов составляет 2921 \pm 12 млн лет, а возраст раннего гранулитового метаморфизма – 2851 ± 11 млн лет. По данным Sm-Nd изотопной систематики протолиты хомпен гнейсов содержали 50-90% вещества деплетированной мантии, и были образованы, вероятно, в результате плавления разновозрастных базитов нижней коры региона при андерплейтинге в них расплавов, сходных с примитивными толеитами ТН-1 архейских зеленокаменных поясов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Хомпен гнейсы закартированы в крайней северо-западной части Кольско-Норвежского мегаблока, где ими образованы массивы площадью от 1-2 до 50 км² (рис. 1). Массивы расположены среди преобладающих по распространенности глиноземистых гнейсов кольской серии (Бондаренко, Дагелайский, 1968) с возрастом 2.91–2.9 млрд лет (Мыскова, Милькевич, 2016), имеющих на территории северной Норвегии название ярфйорд гнейсов. Оба комплекса пород деформированы и метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Хомпен гнейсы рассматриваются в качестве фундамента ярфйорд гнейсов (Dobrzhinetskaya et al., 1995). Расположенные западнее тоналит-трондьемит-гранодиоритовые (TTГ) комплексы сванвик, киркенес, варангер имеют возраст около 2.8 млрд лет (Levchenkov et al., 1995). Глиноземистые гнейсы и породы TTГ комплексов прорваны синметаморфическими, кристаллизовавшимися в условиях гранулитовой фации гиперстенсодержащими гранодиоритами массивов Тулома и Холмватн (2.76–2.73 млрд лет), а также постметаморфическими интрузиями кварцевых монцонитов и порфировидных гранитов с возрастами, соответственно, 2.73 и 2.5 млрд лет (Levchenkov et al., 1995).

Хомпен гнейсы изучены нами в естественных обнажениях и дорожных выемках в 2 км к северо-востоку от пос. Винтерволлен и представлены отчетливо полосчатыми гнейсовидными гиперстенсодержащими породами ТТГ ассоциации — эндербитами, содержащими будины и прослои меланократовых двупироксеновых кристаллосланцев и пироксеновых амфиболитов. Мощность меланократовых прослоев варьирует от десятков сантиметров до первых метров при протяженности от первых метров до 40— 50 м. Они располагаются согласно с полосчатостью эндербитов, имеющей простирание от северо-западного до субмеридионального. Полосчатость эндербитов, по-видимому, наследует первичную магматическую расслоенность и определяет последовательность излияния исходных вулканитов. Контакты меланократовых пород с эндербитами четкие, ровные, а меланократовые прослои представляют собой, вероятно, фрагменты будинированных даек или пластовых тел, имевших близкое время внедрения с эндербитами. Двупироксеновые кристаллосланцы и эндербиты пересекаются жилами гранитов и пегматитов, содержащими ксенолиты вмещающих пород. Контакты хомпен гнейсов с расположенными к востоку и северо-востоку глиноземистыми



Рис. 1. Схема геологического строения Северной Норвегии и северо-западной части Кольского полуострова (по: Vetrin et al., 2003, с изменениями). I-4 – породы раннепротерозойского возраста: I – постскладчатые граниты и пегматиты (Ва – массив Вайноспаа), 2 – мусковит-микроклиновые граниты, 3 – вулканогенно-осадочные породы Печенгско-Имандра-Варзугского пояса, 4 – интрузивные породы основного состава; 5-15 – породы мезо-неоархейского возраста: 5 – порфировидные граниты (Пи – массив Пириваара, Не – массив Нейден), 6 – кварцевые сиениты, сиениты, 7 – гранодиориты, 8 – плагиомикроклиновые граниты, 9–12 – дацит-плагиориодацитовые и тоналит-трондьемитовые породы различных комплексов: 9 – киркенес, 10 – варангер, 11 - сванвик, 12 - гарсио, 13 - вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов, 14 - глиноземистые гнейсы; 15 – эндербиты (хомпен гнейсы); 16 – проекции разломов; 17 – Кольская сверхглубокая скважина СГ-3; 18 - места отбора образцов хомпен гнейсов; 19 - государственные границы. Вверху во врезке - схема тектонического районирования Кольской субпровинции Балтийского щита. Мегаблоки: Мур -Мурманский, Ко-Нор – Кольско-Норвежский, Ке – Кейвский, Тер – Терский, Ин – Инари, Нот – Нотозерский, Бел – Беломорский. Неоархейские зеленокаменные пояса: К-В – Колмозеро-Воронья, Тер-Ал – Терско-Аллареченский, Бв – Бьернватн, Вал – Вален. Палеопротерозойские складчатые пояса: Пе-Им-Вар – Печенгско-Имандра- Варзугская (Пе – Печенга, Им-Вар – Имандра-Варзуга), Лап – Лапландский гранулитовый. 20 – позднепротерозойские осадочные породы, 21 - палеозойские интрузии нефелиновых сиенитов, 22 - породы архея. Fig. 1. Geological scheme of Northern Norway and the northeastern part of the Kola Peninsula (according to Vetrin et al., 2003, with simplification).

ярфйорд гнейсами согласные, местами осложненные тектоническими нарушениями. Породы в зоне контакта рассланцованы и инъецированы жильными телами гранитов и пегматитов.

КАМЕННЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образец эндербита для выделения циркона (122-9) массой около 2 кг был отобран из прослоя мощностью 30–40 см. Образцы эндербитов и двупироксеновых кристаллосланцев для химического и Sm-Nd изотопного анализа – из разных частей этого же обнажения. Эндербиты представлены среднезернистыми породами с гранобластовой структурой и образованы плагиоклазом (25–29%, An_{50-57}), гиперстеном (3–8%, Fe# = Fe/Fe + Mg 53–55%), калиевым полевым шпатом (3–5%), биотитом (2–7%, Fe# 52– 54%), кварцем (25–35%). В акцессорных количествах присутствуют магнетит, титанит, циркон, апатит, монацит. Вторичные минералы представлены эпидотом, мусковитом, карбонатом. Двупироксеновые кристаллосланцы имеют массивную текстуру и состоят из плагиоклаза (An_{43-52}), гиперстена (Fe# 56%), клинопироксена; в отдельных образцах они содержат бурую магнезиальную роговую обманку (Fe# 42%). Второстепенные минералы – кварц, биотит, ильменит, апатит, циркон, вторичные – зеленая роговая обманка, эпидот, хлорит.

Сепарация циркона из эндербита в тяжелых жидкостях с последующей ручной отборкой кристаллов, а также химические анализы, определение редких элементов и Sm-Nd изотопные исследования пород выполнены в Центре коллективного пользования ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты). Определение редкоземельных элементов в эндербите и кристаллосланцах произведено нейтронно-активационным методом в институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Возраст цирконов определен на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Выбор точек для анализов сделан при помощи оптических и катодолюминесцентных исследований, позволяющих выявить внутреннюю структуру кристаллов. Локальная изотопная U-Th-Pb систематика в цирконе выполнена по стандартной методике (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов кислорода составляла около 4 нА, при диаметре кратера 20–25 мкм. Обработка данных изотопного исследования производилась с использованием программ SQUID и Isoplot/Ex (Ludwig, 1999, 2000). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1о, погрешности конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2 σ . Sm-Nd изотопный анализ пород выполнен на 7-канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262(RPQ) согласно методическим приемам, изложенным в монографии Т.Б. Баяновой (2004). Среднее отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте JNd_i-1 за период измерений составило 0.512065 ± 19 (n = 7). Ошибка в значениях 147 Sm/ 144 Nd отношения составляет 0.3% (2 σ) — среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2 (Raczek et al., 2003). Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышает 0.003%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг, по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет ±0.5%. Изотопные отношения были нормализованы по отношению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219, а затем приведены к принятому отношению 143 Nd/ 144 Nd в стандарте JNd_i-1 = 0.512115 (Тапака et al., 2000). При расчете величин $\epsilon Nd(t)$ и модельных возрастов t(DM) использованы современные значения CHUR $(^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512630, ^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1960, Bouvier et al., 2008)$ M DM $(^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512630, ^{147}Sm/^{144}Nd = 0.512630, ^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Nd = 0.512630, ^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Nd = 0.512630, ^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^{147}Sm/^$ = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136, Goldstein, Jacobsen, 1988).



Рис. 2. Нормированные к хондриту (Boynton, 1984) концентрации РЗЭ в двупироксеновых кристаллосланнах (*1* – обр. 122-5, *2* – обр. 122-10) и эндербите (*3* – обр. 122-9), *4* – архейских эндербитах Балтийского щита (Chekulaev, Glebovitsky, 2017), *5* – базальтах TH-1 (Condie, 1981).

Fig. 2. Normalized to chondrite (Boynton, 1984) REE concentrations in pyroxene schists (1 - sample 122-5, 2 - sample 122-10) and enderbite (3 - sample 122-9), $4 - \text{Archean enderbites of the Baltic Shield (Chekulaev, Glebovitsky, 2017), <math>5 - \text{basalts TH-1}$ (Condie, 1981).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрогеохимический состав пород. По химическому составу изученные образцы эндербитов соответствуют тоналитам, один образец (122-1, табл. 1) – трондьемитам. Породы имеют повышенные концентрации Na₂O, Al₂O₃, Sr, низкие содержания K_2O , Rb и редкоземельных элементов (113 ppm) при их существенном фракционировании (La_N/Yb_N 104), пониженные концентрации высокозарядных и радиоактивных элементов (Nb, Y, Ti, P, U, Th). Низкие концентрации Y, Nb, Rb являются характерной особенностью гранитоидов островодужных геодинамических обстановок (Pearce et al., 1984). Указанные особенности состава свойственны породам ТТГ ассоциации, слагающих значительную часть фундамента Балтийского шита (Chekulaey, Glebovitsky, 2017), и представленных эндербитами в зонах метаморфизма гранулитовой фации (рис. 2). Двупироксеновые кристаллосланцы отвечают составу базальтов (обр. 122-5) или андезибазальтов (обр. 122-10), и имеют существенное сходство с примитивными толеитами TH-1 архейских зеленокаменных поясов (Condie, 1981). Это сходство подчеркивается близким к горизонтальному наклоном кривых распределения РЗЭ (La_N/Yb_N 1.1-2.5, рис. 2), а также пониженными концентрациями Ti, P, Zr, Y, Nb и легких РЗЭ (La_N 12-23).

Изотопная Sm-Nd систематика гнейсов. Определение концентраций Sm, Nd и изотопного состава Nd выполнено в 4-х образцах эндербитов и 1-м образце кристаллосланца (табл. 3). В эндербитах концентрации Sm и Nd (ppm) составляют соответственно 0.38–5.29 (среднее 2.94) и 2.04–31.04 (среднее 17.51); среднее отношение Sm/Nd равно 0.168. Величина отношения 147 Sm/ 144 Nd составляет 0.098–0.114 (среднее 0.104), что соответствует величине этого отношения в породах континентальной коры (0.118, Jahn, Condie, 1995). Это позволяет использовать модель одностадийного модельного возраста *t*(DM), который варьирует в пределах 2.99–3.22 млрд лет. Для кристаллослан-

Компоненты	122-2	122-4	122-9	122-1	122-5	122-10
SiO ₂	66.09	67.87	68.46	72.55	51.16	54.76
TiO ₂	0.63	0.4	0.34	0.12	0.9	0.74
Al_2O_3	16.3	16.42	15.21	15.6	15.22	14.07
Fe ₂ O ₃	1.33	< 0.01	1.02	0.18	1.97	1.54
FeO	3.45	3.23	3.24	0.85	9.84	8.51
MnO	0.07	0.05	0.07	0.01	0.21	0.19
MgO	1.4	1.11	1.49	0.41	7.16	6.83
CaO	4.3	3.89	3.4	2.56	8.21	8.44
Na ₂ O	4.41	4.67	4.8	4.57	1.98	2.32
K ₂ O	0.88	1.27	1.09	1.9	1.26	0.75
H_2O^-	0.2	0.23	0.05	0.26	0.34	0.24
H ₂ O+	0.46	0.7	0.39	0.61	1.14	0.9
P_2O_5	0.13	0.11	0.16	0.05	0.05	0.05
CO ₂	< 0.01	< 0.01	0.03	< 0.01	0.07	0.07
Fe#	65.1	62	62.3	58.1	47.7	44.8
U	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.01
Th	< 0.1	1.2	< 0.1	0.2	1.1	0.7
Rb	5	46	64	41	38	64
Ba	540	475	970	630	370	270
Sr	512	363	289	479	175	132
La	Не опр.	Не опр.	37	Не опр.	7	4
Ce	*	*	49	*	15	8.5
Nd	*	*	20	*	9	7
Sm	*	*	3.3	*	2.3	2.4
Eu	*	*	0.96	*	0.85	0.83
Gd	*	*	1.8	*	2.4	2.6
Tb	*	*	0.34	*	0.51	0.55
Tm	*	*	*	*	0.25	0.42
Yb	*	*	0.24	*	1.9	2.4
Lu	*	*	0.03	*	0.25	0.33
Zr	192	124	150	64	47	48
Nb	<6	<6	7	<6	7	<6
Y	<6	13	13	<6	7	12
Cr	8.2	13	19	8	250	390
Ni	10	5	20	»	150	220

Таблица 1. Химический состав пород **Table 1.** Chemical composition of rocks

Примечание. Образцы 122-2, 122-4, 122-9, 122-1 – эндербиты, 122-5, 122-10 – двупироксеновые кристаллосланцы. Fe# =100*(Fe/Fe + Mg), ат. кол-ва ца отношение 147 Sm/ 144 Nd равно 0.189. Поскольку это отношение более чем на 10% превышает среднекоровое значение, для вычисления модельного возраста кристаллосланца применялась двухстадийная модель (Keto, Jacobsen, 1987), согласно которой t(DM-2) равен 3.22 млрд лет.

Характеристика и возраст кристаллов циркона. Кристаллы циркона из хомпен гнейсов по морфологии кристаллов, их внутреннему строению, составу и возрасту разделены на 4 генерации (табл. 2). Наименьший возраст имеют коротко- и среднепризматические кристаллы (l : h = 1.5-2) генерации IV с округленными концевыми граням и четко проявленной ритмичной осцилляторной зональностью (ан. 32, 33, рис. 3). Содержания Th и U в кристаллах умеренные и составляют 269–369 и 194–355 ppm соответственно; они повышаются в темных в CL излучении участках кристаллов. Th/U отношение варьирует в пределах 0.87–1.08. Приведенные особенности строения и состава кристаллов достаточно надежно определяют их магматический генезис. Возраст, оцененный по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, составляет 2770–2791 млн лет. По верхнему пересечению конкордии с дискордией, построенной по результатам анализа 3 кристаллов, определен возраст 2778 ± 10 млн лет, по нижнему пересечению – 189 ± 470 млн лет (дискордия T₄, рис. 4). Две аналитические точки, попадающие на линию дискордии, являются субконкордантными (D = 1%), и одна имеет обратную дискордантность (D = -8%), обусловленную, вероятно, потерей урана из структуры циркона.

Более древний возраст определен для кристаллов генерации III, включенных главным образом в зерна плагиоклаза, кварца, гиперстена, и составляющих не менее 60-70% от общего количества кристаллов циркона, выделенных их образца эндербитов. Преобладающая часть зерен имеет средне- длиннопризматический габитус (l: h = 3-4), кристаллы не зональны или имеют слабо проявленную зональную структуру (ан. 16, 18, 25, 30, рис. 3). Часть кристаллов, содержащих более древние ядра циркона генерации II (ан. 6, 9), имеет средне- или короткопризматический облик с тонкими зонами роста в периферических частях зерен (ан. 14). Возраст циркона, оцененный по изотопному отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, варьирует от 2327 до 2873 млн лет. Построение линии дискордии по 21-му изотопному уран-свинцовому определению в исследованном цирконе дает верхнее пересечение с линией конкордии в области 2851 ± 11 млн лет (дискордия Т₃, рис. 4). Установленный по нижнему пересечению этой дискордии возраст 379 ± 38 млн лет отвечает времени проявления палеозойской тектоно-магматической активизации Балтийского щита и внедрению гигантских интрузий Кольской щелочной провинции (380–360 млн лет, Kramm et al., 1991). Следует отметить, что для ряда образцов циркона свойственны повышенные значения положительной или отрицательной дискордантности (D от 147% до -13%, табл. 2). В то же время нахождение фигуративных точек на дискордии свидетельствует о сохранности первичных изотопных отношений ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb даже в кристаллах циркона, изменивших свой состав в результате выноса радиогенных ионов Pb и U. Этот вывод подтверждается близкими значениями возрастов, полученных как по дискордии T_3 , так и по дискордии, построенной по 13 точкам конкордантных и близких к конкордантным значениям изотопного состава циркона генерации III (2842 ± 7 млн лет, рис. 4, врезка). Концентрации Th и U в цирконе варьируют в широких пределах и составляют соответственно 15-517 и 140-1608 ppm, Th/U отношение изменяется от 0.08 до 0.64. Наиболее достоверное значение этого отношения для циркона рассматриваемой генерации может быть принято по результатам анализа зерна циркона 29 с Th/U = 0.26, имеющего близкие значения возраста по изотопным отношениям 206 Pb/ 238 U (2847 \pm 35 млн лет) и 207 Pb/ 206 Pb $(2855 \pm 10 \text{ млн лет})$ и степень дискордантности D = 0%. Вопрос о генезисе циркона генерации III не решается однозначно. Удлиненный габитус кристаллов со слабо проявленной зональностью в ряде случаев рассматривается как характерная особенность циркона из пород гранулитовой фации умеренных и низких давлений (Тугаринов, Би-

lable	e z. U-ru ua	ILA IOI ZIICOII	dinon mon	ICII BIICISS								
Ž	Генерации	Анализи-	~~	Ū.	Th.	Ē	Bo3pacı	г, млн лет	č r	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	ā
п/п	циркона	руемая часть зерна		bpm	mdd	Ih/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	$^{207} Pb/^{206} Pb$	D, %	$(\pm, \%)$	(土,%)	Kho
Γ		Центр	0.04	300	219	0.73	2850 ± 38	2988 ± 9	5	0.5560(1.6)	16.94 (1.7)	0.94
2	I	*	I	890	318	0.36	3033 ± 40	2989 ± 5	-1	0.6009 (1.7)	18.33 (1.7)	0.98
ŝ		*	0.80	203	66	0.49	2909 ± 29	2997 ± 13	ю	0.5702 (1.2)	17.47 (1.5)	0.84
4		Край	0.23	264	101	0.38	2705 ± 27	2920 ± 12	8	0.5215 (1.2)	15.23 (1.4)	0.85
5		*	1.24	354	85	0.24	2806 ± 28	2929 ± 23	4	0.5454 (1.2)	16.03 (1.9)	0.65
9	Π	Центр	0.07	279	16	0.33	2857 ± 28	2928 ± 9	2	0.5576 (1.2)	16.37 (1.3)	0.91
7		*	0.07	168	65	0.39	2857 ± 39	2908 ± 9	2	0.5577 (1.7)	16.17 (1.8)	0.95
×		*	0.02	452	245	0.54	2870 ± 38	2922 ± 6	2	0.5608(1.6)	16.41 (1.7)	0.97
6		*	0.03	260	138	0.53	2878 ± 27	2921 ± 8	2	0.5627 (1.2)	16.45 (1.3)	0.92
10		Край	0.64	1225	145	0.12	942 ± 13	2327 ± 20	147	0.1574 (1.5)	3.22 (1.9)	0.78
Π		Центр	0.16	1258	348	0.28	1506 ± 29	2684 ± 6	78	0.2632 (2.2)	6.66 (2.2)	0.98
12		*	0.05	1608	315	0.20	1503 ± 15	2697 ± 5	79	0.2625 (1.2)	6.69 (1.2)	0.96
13		Край	Ι	806	192	0.24	2097 ± 26	2744 ± 9	31	0.3845(1.4)	10.08 (1.5)	0.94
14		*	1.30	459	63	0.14	1889 ± 19	2772 ± 14	47	0.3405 (1.2)	9.08 (1.5)	0.81
15		Центр	0.12	641	118	0.18	2155 ± 30	2787 ± 6	29	0.3970(1.6)	10.69 (1.7)	0.97
16		*	0.01	438	111	0.25	2636 ± 32	2822 ± 10	7	0.5053 (1.5)	13.9 (1.6)	0.92
17		Край	0.17	518	73	0.14	2315 ± 22	2829 ± 5	22	0.4321(1.1)	11.94 (1.2)	0.96
18		*	0.04	398	89	0.22	2668 ± 32	2830 ± 11	9	0.5126 (1.5)	14.17 (1.6)	0.91
19		Центр	I	226	136	0.60	2776 ± 40	2832 ± 9	2	0.5382 (1.8)	14.9 (1.9)	0.95
20	III	*	0.00	140	75	0.54	2994 ± 42	2836 ± 10	-5	0.5912 (1.8)	16.41 (1.9)	0.94
21		*	0.11	429	172	0.40	2714 ± 33	2838 ± 9	5	0.5235 (1.5)	14.54 (1.6)	0.93
22		Край	0.46	364	86	0.24	2714 ± 28	2839 ± 12	S	0.5235(1.3)	14.55 (1.4)	0.86
23		Центр	0.02	470	236	0.50	2900 ± 35	2840 ± 9	-2	0.5680 (1.5)	15.8 (1.6)	0.93
24		Край	0.23	173	64	0.37	2782 ± 27	2842 ± 12	2	0.5396 (1.2)	15.02 (1.4)	0.85
25		Центр	0.08	191	15	0.08	2776 ± 35	2845 ± 16	2	0.5383(1.6)	15.02 (1.8)	0.85
26		*	I	218	84	0.39	2948 ± 36	2849 ± 12	-3	0.5798 (1.5)	16.21 (1.7)	0.9
27		Край	0.35	459	164	0.36	2638 ± 32	2850 ± 11	8	0.5058 (1.5)	14.15 (1.6)	0.91
28		*	I	378	153	0.40	2750 ± 26	2850 ± 8	4	0.5320 (1.2)	14.89 (1.3)	0.92
29		Край	I	239	61	0.26	2847 ± 35	2855 ± 10	0	0.5553(1.5)	15.59 (1.6)	0.92
30		Центр	0.14	805	517	0.64	3294 ± 37	2873 ± 6	-13	0.6668(1.4)	18.92 (1.5)	0.97
31	IV	*	0.03	355	369	1.04	2737 ± 36	2770 ± 7	1	0.5289 (1.6)	14.09(1.7)	0.97
32		*	0.04	194	169	0.87	2753 ± 37	2791 ± 9	1	0.5328 (1.7)	14.38 (1.7)	0.95
33		*	Ι	322	347	1.08	3016 ± 40	2783 ± 9	-8	0.5967 (1.7)	16.03 (1.8)	0.95

Таблица 2. U-Pb данные для циркона из хомпен гнейсов **Table 2.** U-Pb data for zircon from Hompen gneiss

	Порода	рода Т _{Zr} , млн лет	Концен	щентрация,						
Обра- зец			pp	m	PISOTOTITIBA	$\epsilon_{\rm Nd}$		(t) $t_{\text{DM}}, t_{\text{MЛРД ЛЕТ}}$	<i>t</i> _{DM-2St} , млрд лет	$X_{\rm m},$
			Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				
122-1	Эндербит	2921	0.384	2.043	0.1136	0.511177 ± 12	2.77	2.99	2.99	91
122-9	Эндербит	2921	5.29	31	0.103	0.510809 ± 7	-0.42	3.2	3.25	49
122-2	Эндербит	2921	3.19	19.02	0.1015	0.510801 ± 15	0	3.17	3.22	55
122-4	Эндербит	2921	2.91	17.92	0.098	0.510858 ± 7	2.42	3	3.02	86
122-10	Кристал- лосланец		2.06	6.61	0.1887	0.512486 ± 8			3.22	

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопного состава пород **Table 3.** Results of Sm-Nd isotopic composition of rocks

Примечание. Вычисление содержания мантийного компонента (X_{m} , %) выполнено по формуле: $X_{m} = 100 \times (4.2 + \epsilon Nd_{(2921)})/7.7$.

бикова, 1980; Краснобаев, 1986). В то же время величина отношения Th/U = 0.26 более свойственна для циркона магматических пород, имеющего как правило Th/U > 0.1 (Rubatto, 2002). Следует отметить, что для циркона гранулитовой фации метаморфизма это правило в ряде случаев нарушается, и имеется достаточно много примеров метаморфических цирконов с Th/U отношением, которое изменяется от 0.15 до 3.2 (Каулина, 2010, и ссылки в работе). Увеличение отношения Th/U в метаморфогенном цирконе может быть обусловлено, вероятно, повышенным фракционированием U во флюидной фазе в процессе метаморфизма (Bea, Montero, 1999). С учетом этого обстоятельства, циркон генерации III отнесен нами к метаморфическому типу.

Циркон генерации II представлен средне- или короткопризматическими кристаллами (l : h = 2-3) с округленными контурами, нечетко проявленной зональностью и широкими зонами роста, свойственными циркону эффузивных пород, формировавшихся при быстрой кристаллизации расплава (ан. 7, 8). Реликты зерен циркона рассматриваемой генерации, имеющие неправильную форму с неровными, корродированными контурами, включены в кристаллы генерации III (ан. 6, 9). Концентрации Th и U в этих кристаллах равны соответственно 65–245 и 168–452 ppm, Th/U – 0.24– 0.54. Возраст циркона, оцененный по изотопному отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, составляет 2908–2929 млн лет. Возраст, определенный по верхнему пересечению дискордии с конкордией равен 2921 ± 12 млн лет при близком к нулю возрасту, отвечающему нижнему пересечению (дискордия t_2 , рис. 4). По морфологии кристаллов, их внутреннему строению и составу, циркон генерации II имеет, вероятно, магматический генезис и его возраст определяет время кристаллизации эффузивного протолита хомпен гнейсов.

К наиболее древней генерации I отнесены зерна циркона округлой или эллипсовидной формы с осцилляторной зональностью и резкими, четкими ограничениями, образующие включения размером 0.1–0.15 мм в кристаллах генерации II (ан. 1, 3, рис. 3). Реже наблюдаются округлые включения размером 15–20 мкм с "теневыми" контурами, окаймленные зонами роста минерала—хозяина (ан. 2). Концентрация Th в кристаллах составляет 99–318 ppm, концентрация U – 203–890 ppm. Th/U отношение изменяется в пределах 0.36–0.73. Возраст включений рассматриваемой генерации, оцененный по отношению 207 Pb/ 206 Pb, составляет 2988–2997 млн лет, возраст, определенный по верхнему пересечению дискордии, построенной по 3 точкам, равен 2990 ± 4 млн лет. Наличие осцилляторной зональности и повышенные значения отношения Th/U свидетельствуют о магматическом генезисе циркона этой генерации.

100 мкм 100 мкм 50 мкм 6 100 мкм 50 мкм 100 мкм



Fig. 3. Cathodoluminescent images of zircon from granites. Circles are the U-Pb points of the isotopic analysis on the crystal surfaces, the numbers correspond to the numbers in Table 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Корреляция возрастов циркона с геологическими событиями. По химическому составу хомпен гнейсы относятся к породам ТТГ ассоциации, имеющим широкое распространение в составе ранней континентальной коры Земли. В архее Балтийского щита выделены несколько возрастных групп этих пород, относящихся к интервалам >3.2, 3.2–3.0, 3.0–2.9, 2.9–2.8, 2.77–2.7, 2.68–2.66 млрд лет (Kröner, Compston, 1990; Chekulaev et al., 1997; Lobach-Zuchenko et al., 1999; Mutanen, Huhma, 2003; Slabunov et al.,





Fig. 4. A diagram with a concordia for zircon from enderbite. In insert – the chart for concordant and close to concordant values of a discordia t_3 .

2006; Vetrin et al., 2013). Архейский метаморфизм в пределах Кольско-Норвежского мегаблока был проявлен на раннем и позднем этапах с кульминацией около 2.83 и 2.65 млрд лет. Метаморфизм раннего этапа происходил в условиях субгранулитовой и гранулитовой фаций умеренных и пониженных давлений (675–725 °C, 4.7–5.6 кбар). Позднему метаморфизму, проявленному в условиях от гранулитовой (800 °C, 6–7 кбар) до амфиболитовой (650 °C, 4–5 кбар) фаций, в юго-восточной части Кольского полуострова предшествовало внедрение массивов гиперстенсодержащих монцодиоритов и кварцевых диоритов (Balashov et al., 1992; Беляев, Петров, 2002).

Как показано выше, возраст кристаллов циркона генерации II (2921 \pm 12 млн лет) отвечает, вероятно, времени магматической кристаллизации эффузивного протолита хомпен гнейсов. Датировки включений циркона генерации I (2990 \pm 4 млн лет) соответствуют возрасту более древней фазы комплекса хомпен гнейсов или датированные кристаллы являются захваченными из пород континентальной коры. Эти данные позволяют отнести хомпен гнейсы к гранитоидам возрастной группы 3.0–2.9 млрд лет, изученным главным образом на территории Водлозерского террейна в южной Карелии (Chekulaev et al., 1997; Lobach-Zhuchenko et al., 1999). Кристаллизация рассматриваемых гранитоидов вероятно происходила синхронно с формированием зеленокаменных структур Ведлозерского Сегозерского пояса, расположенного на западной окраине Водлозерского террейна. К породам этого возрастного этапа относятся трондьемиты Чебинского массива (2985 \pm 10 млн лет), диориты и гранодиориты района р. Кальи

 $(2971 \pm 11$ и 2908 ± 12 млн лет), тоналиты оз. Черного (2957 ± 23 млн лет). Для ТТГ ассоциации рассматриваемой возрастной группы установлены положительные значения єNd (2.3–4.2) при *t*(DM) равном около 3.0 млрд лет. Рассматриваемые гранитоиды прорываются породами Шилосского массива с возрастом 2859 ± 24 млн лет, относящимися к ТТГ ассоциации. На территории северной части Балтийского щита аналогами этой ТТГ ассоциации являются, вероятно, комплексы сванвик, варангер и киркенес, а также породы архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины (2.8–2.83 млрд лет, Levchenkov et al., 1995; Чупин и др., 2009).

Образование незональных или слабо зональных кристаллов циркона генерации III с Th/U = 0.26, датированных нами (2851 ± 11 млн лет), возможно происходило в процессе мезоархейского метаморфизма. По времени образования они могут быть сопоставлены с метаморфическим цирконом древнейших тоналитовых гнейсов северной части Балтийского щита (2836 ± 30 млн лет, Th/U = 0.16–0.90, Kröner, Compston, 1990) и цирконом из кондалитов района оз. Чудзъявр в восточной части Кольского полуострова (2832 ± 11 млн лет, Balashov et al., 1992). В хомпен гнейсах наблюдаемые минеральные парагенезисы гранулитовой фации (Орх + Bi + Pl + Qz, Орх + Hbl + Cpx + Pl ± \pm Qz ± Bi, Opx + Bi + Pl + K-Fsp + Qz) не претерпели, вероятно, существенных изменений на позднем – неоархейском этапе гранулитового метаморфизма, нижний возрастной предел которого фиксируется внедрением синметаморфических гранодиоритовых массивов Холмватн (2762 ± 28 млн лет), Тулома (2729 ± 10 млн лет) и постметаморфического массива монцонитов Ропелв с возрастом 2727 ± 28 млн лет (Levchenkov et al., 1995).

Кристаллы циркона генерации IV имеют четко выраженную зональную структуру, повышенное отношение Th/U (0.87-1.08), и по возрасту (2778 ± 10 млн лет) могут быть сопоставлены с цирконом находящихся в непосредственной близости синмета-морфических гранодиоритовых массивов региона. Наличие этих кристаллов в хомпен гнейсах было обусловлено, вероятно, их инъецированием гранитными и пегматитовыми прожилками, часть из которых относится к породам жильной фации массивов гранодиоритовой серии.

Вопросы петрогенезиса хомпен гнейсов. При рассмотрении вопросов петрогенезиса пород существенное значение имеет изучение изотопной Sm-Nd системы, применение которой предполагает неизменность отношения Sm/Nd и изотопных отношений этих элементов в процессах метаморфизма, эрозии и переотложения материала коры (Taylor, McLennan, 1985; DePaolo, 1981). Значения єNd₍₂₉₂₁₎ в хомпен гнейсах варьируют от 2.77 до -0.42 (табл. 3), что позволяет на основании имеющихся результатов возрастной эволюции изотопного состава неодима в главных резервуарах Земли (Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008) определить содержание вещества коры и деплетированной мантии (X_m, %) в породах. По данным этих авторов, значения єNd₍₂₉₂₁₎ в деплетированной мантии и континентальной коре оцениваются соответственно в 3.5 и -4.2 (рис. 5). Вычисление концентраций мантийного компонента в хомпен гнейсах произведено по формуле двухкомпонентного смешения: $X_{\rm m} = 100 \times$ × (4.2 + ϵ Nd₍₂₉₂₁₎)/7.7. Как следует из табл. 3, содержание вещества деплетированной мантии в изученных образцах находится в пределах 49–91%. Породы с наименьшими значениями t(DM) (2.99 и 3.02 млрд лет), близкими в пределах ошибок определения модельного возраста (±100 млн лет) к возрасту магматической кристаллизации хомпен гнейсов, содержат максимальное количество вешества деплетированной мантии. Это свидетельствуют о короткой коровой предистории протолитов этих пород и их существенно ювенильном генезисе, тогда как повышенные значения t(DM) и пониженные значения єNd₍₂₉₂₁₎ определяют наличие в составе исходных расплавов более древнего корового компонента. Двухстадийный модельный возраст кристаллосланца (обр. 122-10, табл. 4), равный 3.22 млрд лет, близок к модельным возрастам части образцов эндербитов, что наряду с пространственной близостью базитовых пород и эндербитов в изученных обнажениях свидетельствует, вероятно, о близком времени их кристаллизации.



Рис. 5. Диаграмма эволюции изотопного состава деплетированной мантии (DM) и континентальной коры (CC) по данным (Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008). Кружками обозначен изотопный состав образцов хомпен гнейсов (табл. 3).

Fig. 5. A diagram of the evolution of the isotopic composition of the deplated mantle (DM) and continental crust (CC) according to data (Tolstikhin et al., 2006; Tolstikhin, Kramers, 2008). Circles denote the isotopic composition of hompen gneiss (Table 3).

Для объяснения процессов формирования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых пород рассматриваются следующие модели петрогенезиса: (1) кристаллизационная дифференциация базальтовых магм (Arth et al., 1972), (2) полное плавление более древних пород коры ТТГ ассоциации (Jahn et al., 1984), (3) парциальное плавление пород базитового состава как в "сухих" условиях (Rapp, Watson, 1995), так и при насыщенности расплавов водой (Winther, 1996).

Как показано И. Артом и др. (Arth et al., 1978) на примере габбро-диорит-тоналиттрондьемитовой серии юго-западной Финляндии, кристаллизационная дифференциация базальтового расплава приводит к формированию "длинных" сингенетических серий, включающих породы промежуточного состава с концентрациями SiO₂, лежащими в пределах 50–70% в породах разных фаз. Поскольку хомпен гнейсы имеют однофазное строение и концентрации SiO₂ в них варьируют в пределах 66–73%, модель кристаллизационной дифференциации для формирования этих пород представляется маловероятной.

При оценке возможности образования хомпен гнейсов за счет плавления более древних пород ТТГ ассоциации, развитых на территории северо-восточной и центральной частей Балтийского щита, в качестве протолитов могут рассматриваться, вероятно, гранитоиды района Коителайнен северной Финляндии с возрастом 3115 ± 29 млн лет (Kröner, Compston, 1990; Jahn et al., 1984) и трондьемитовые гнейсы Сиуруа центральной Финляндии с возрастом 3.5 млрд лет (Mutanen, Huhma, 2003). Изучение указанными авторами Sm-Nd изотопной системы в рассматриваемых породах показало, что на время кристаллизации пород ТТГ ассоциации района Коителайнен они имели

 $\epsilon Nd_{(3110)} = -3.7$, в трондьемитах Сиуруа – $\epsilon Nd_{(3500)} = 1.43$. Согласно выполненному нами пересчету этих данных на возраст кристаллизации хомпен гнейсов (2921 млн лет) значения $\epsilon Nd(t)$ равны соответственно –5.14 и –7.4, что существенно ниже величины этого отношения в хомпен гнейсах, и исключает возможность образования их исходных расплавов по субстрату древнейших пород ТТГ ассоциации региона.

С учетом экспериментальных работ, наиболее обоснованной является гипотеза образования ТТГ расплавов при парциальном плавлении мафических пород – амфиболитов, эклогитов и гранатовых гранулитов, происходившем как в дегидратационном режиме (Rapp, Watson, 1995; Beard, Logfren, 1981; Sen, Dann, 1994), так и в присутствии водного флюида (Winther, 1996). Существенный вклад вещества деплетированной мантии (X_m 86–91%) в составе хомпен гнейсов с наименьшими значениями *t*(DM) также свидетельствует о базитовом составе их протолитов.

При обобщении упомянутых выше экспериментальных данных, установлено, что существует корреляция между составами реститов, образованных при различных *P*-*T* условиях плавления метабазитов, и редкоэлементным составом ТТГ расплавов (Jahn et al., 1984; Turkina, 2000). Показано, что изменение типа реститов наиболее сильно влияет на концентрацию в расплаве Yb. Использование диаграмм Yb_N-(La/Yb)_N, Yb-Eu и Yb–Sr позволяет определить состав реститов и вероятную область P-T параметров процессов плавления. Содержание Yb, Eu и Sr в эндербите, из которого был выделен циркон (обр. 122-9) составляет соответственно 0.24, 0.96 и 289 ppm (табл. 1). Это свидетельствует, вероятно, о гранат-амфиболовом составе реститов, образованных при плавлении базитов с участием флюида при $P \sim 13$ кбар, $T \sim 950$ °C (Turkina, 2000). При плотности пород 2.7 г/см³ указанное литостатическое давление будет соответствовать глубине 36 км, что отвечает современному положению нижней коры региона (Сейсмогеологическая..., 1997). Исходя из этого можно предположить, что формирование протолитов хомпен гнейсов происходило при плавлении базитовых пород нижней коры при андерплейтинге в них толеитов ТН-1, относящихся, вероятно, к базитам начальных этапов развития расположенного восточнее зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья, образованного в островодужном режиме 2.9-2.82 млрд лет назад (Slabunov et al., 2006). Внедрение базитов происходило, вероятно, в нижние части коры осадочного задугового бассейна, где формировались протолиты глиноземистых кольских (ярфйорд) гнейсов, возраст которых составляет 2.91–2.9 млрд лет (Мыскова, Милькевич, 2016).

выводы

1. Хомпен гнейсы представлены эндербитами тоналит-трондьемитового состава с повышенными концентрациями Na_2O , Al_2O_3 , Sr и пониженными – K, Rb, высокозарядных и радиоактивных элементов (Nb, Y, Ti, P, U, Th) и P3Э при их существенном фракционировании (La_N/Yb_N 104). Гнейсы содержат прослои и будинированные тела двупироксеновых кристаллосланцев, по составу близких примитивным толеитами TH-1 архейских зеленокаменных поясов (Condie, 1981).

2. Кристаллы циркона из хомпен гнейсов по морфологии кристаллов, их внутреннему строению, составу и возрасту, определенному на ионном микроанализаторе SHRIMP-II, разделены на 4 генерации. Время кристаллизации хомпен гнейсов, оцененное по возрасту циркона генерации II, составляет 2921 ± 12 млн лет, возраст раннего гранулитового метаморфизма (циркон генерации III) равен 2851 ± 11 млн лет. Кристаллы циркона генерации II содержат включения реликтов зерен с возрастом 2990 ± 4 млн лет, соответствующих, вероятно, времени кристаллизации вулканитов более ранней фазы хомпен гнейсов. Возможно также, что датированные кристаллы являются захваченными из пород континентальной коры. Кристаллы с возрастом 2778 ± 10 млн лет (генерация IV) синхронны с поздним гранулитовым метаморфизмом гранодиоритовых массивов региона (2762–2729 млн лет, Levchenkov et al., 1995). Образование этих кристаллов в хомпен гнейсах связано, вероятно, с инъецированием гранитоидов жильной фации массивов гранодиоритов.

3. По данным Sm-Nd изотопной систематики протолиты хомпен гнейсов содержали 50-90% вещества деплетированной мантии, и были образованы, вероятно, в результате плавления разновозрастных базитов нижней коры региона при андерплейтинге в них базальтов. сходных с примитивными толеитами ТН-1 архейских зеленокаменных поясов.

Авторы признательны О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за участие в полевых работах и предоставленную возможность определения концентраций РЗЭ в хомпен гнейсах и двупироксеновых кристаллосланцах. Исследования выполнены по теме НИР 0226-2019-0052 ГИ КНЦ РАН при частичной поддержке госконтракта № 13/17-1 (ИМГРЭ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.

Беляев О.А., Петров В.П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфической структуры докембрия северо-восточной части Балтийского щита. В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Апатиты: МУП Полиграф, 2002. С. 195-207.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: КНЦ РАН, **2010**. 144 с.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.

Мыскова Т.А, Милькевич Р.И. Глиноземистые гнейсы кольской серии Балтийского щита (геохимия, первичная природа и возраст протолита) // Труды Карельского НЦ РАН. 2016. № 10. C. 34–62.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Под ред. Н.В.Шарова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М: Наука, **1980**. 131 с.

Ули. 14. Паука, 1500. 151 С. Чупин В.П., Ветрин В.Р., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Родионов Н.В. Магматические вклю-чения в цирконе из архейских "серых гнейсов" Кольской сверхглубокой скважины как пока-затель происхождения и возраста протолитов. Мат. IV Российской конференции по изотопной геохронологии "Изотопные системы и время геологических процессов»". СПб: ИП Каталкина, 2009. С. 266–268.

U-Pb Age and Sm-Nd Isotope Composition of Enderbites (Northern Part of the Fennoscandian Shield)

V. R. Vetrin^{a, b, *}, N. V. Rodionov^{c, **}, and P. A. Serov^{a, ***}

^aGeological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia ^bInstitute of Mineralogy, Geochemistry, Crystal Chemistry of Rare Elements, Moscow, Russia

^cKarpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia

*e-mail: vetrin.val@gmail.com

**e-mail: nickolay rodionov@vsegei.ru

***e-mail: serov@geoksc.apatity.ru

Hompen gneisses in northern part of the Baltic Shield are represented by enderbites of tonalite-trondhjemite composition with elevateded concentrations of Na₂O, Al₂O₃, Sr and lower concentrations of K. Rb and highly charged and radiogenic elements (Nb, Y, Ti, P, U, Th), and REE with their significant fractionation (La_N/Yb_N 104). Zircon crystals from Hompen gneisses are divided into 4 generations according to their crystal morphology, internal structure, composition, and age determined by the SHRIMP-II ion microanalyzer. By the generation II of zircon, the age of crystallization of metavolcanic protoliths of Hompen gneisses was determined as 2921 ± 12 Ma, and the age of early granulite metamorphism (by the generation III of zircon) was estimated as 2851 ± 11 Ma. Generation II of zircon crystals contain inclusions of relict grains dating as 2990 ± 4 Ma (the generation I of zircon), they probably detect the age of volcanic rocks of the earlier phase of Hompen gneisses. These grains were captured from rocks of the continental crust. Crystals with the 2778 ± 10 Ma age

(generation IV) reveal the age of granodiorite massifs synchronous with the late granulite metamorphism in the region. These crystals were formed in Hompen gneisses probably while they were injected by granitoids of the vein facies in granodiorite massifs. According to the Sm-Nd isotope systematics, the protoliths of Hompen gneisses contained 50-90% of the depleted mantle material, and were probably formed as result of melting of different-aged basic rocks in the lower crust during the underplating of basalts similar to primitive TH-1 tholeites of the Archean greenstone belts.

Keywords: granitoids of TTG assemblage, U-Pb dating of zircon, Sm-Nd systematic of rocks

REFERENCES

Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Frideman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalitetrondhjemite suite of the southwest Finland and its implication for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. J. Petrol. **1978**. Vol. 19. P. 289–316.

Balashov Y.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Apatity, **1992**. P. 13–34 (*in Russian*).

Bayanova T.B. Age of the reference geological complexes of the Kola region and duration of magmatic processes. Saint Petersburg: Nauka, **2004.** 174 p. (*in Russian*).

Bea F, Montero P. Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: an example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **1999.** Vol. 63. No. 7/8. P. 1133–1153.

Beard J.S., Lofgren G.E. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6 kb. *J. Petrol.* **1991.** Vol. 32. P. 465–501.

Belyaev O.A., Petrov V.P. New aspects of investigation of metamorphic history and structure of the Precambrian of the northeastern Baltic Shield. In: Geology and deposits of the Kola Peninsula. Vol. 2. Apatity: MUE Polygraph, **2002.** P. 195–207 (*in Russian*).

Bondarenko L.P., Dagelaysky V.B. Geology and metamorphism of the Archean rocks from the central part of the Kola Peninsula. Leningrad: Nauka, **1968**. 168 p. (*in Russian*).

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2008**. Vol. 273(1–2). P. 48–57.

Boynton W.V. Geochemistry of rare earth elements: Meteorite studies. In: Rare Earth Element Geochemistry. Ed. P. Henderson. New York: Elsevier, **1984**. P. 63–114.

Chekulaev V.P., Lobach-Zhuchenko S.V., Levskii L.K. Archean granites in Karelia as indicators of the composition and age of the local continental crust. Geochem. Int. **1997.** Vol. 35. N 8. P. 704–715 (in Russian).

Chekulaev V.P., Glebovitsky V.A. Average composition of the tonalite–trondhjemite–granodiorite association: possibilities of application. *Dokl. Earth Sci.* **2017**. Vol. 472. N 1. P. 78–82.

Chupin V.P., Vetrin V.R., Sergeev S.A., Berezhnaya N.G., Rodionov N.V. Magmatic inclusions in the zircon from the Archean "gray gneiss" of Kola Superdeep Borehole as an indicator of the origin and age of protoliths. In: Proc. IV Russian conf. on isotopic geochronology "Isotope systems and time of geological processes". Saint Petersburg: Katalkin IP, **2009**. P. 266–268 (in Russian).

Condie K.C. Archaean greenstone belts. Amsterdam: Elsevier, 1981. 434p.

DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. **1981**. Vol. 291. P. 193–196.

Dobrzhinetskaja L.F., Nordgulen Ø., Vetrin V.R., Cobbing J., Sturt B.A. Correlation of the Archean rocks between the Sørvaranger area, Norway, and the Kola Peninsula, Russia (Baltic Shield). Nor. Geol. Unders. Special. Publ. 1995. Vol. 7. P. 7–27.

Goldstein S. J., Jacobsen S. B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution. Earth Plan. Sci. Lett. **1988**. Vol. 87. P. 249–265.

Iversen E. Beskrivelse av kartblad 2434-1 Bøkfjorden. A/S Prospektering, rapport nr. 2072. 1991.

Jahn B.-M., Condie K.C. Evolution of the Kaapvaal Craton as viewed from geochemical and Sm-Nd isotopic analyses of intracratonic pelites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **1995**. Vol. 59. N 11. P. 2239– 2258.

Jahn B.-M., Vidal P., Kroner A. Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crust residence time. *Contrib. Miner. Petrol.* **1984**. Vol. 86. P. 398– 408

Kaulina T.V. Formation and recrystallization of zircons in polymetamorphic complexes. Apatity: Kola SC RAS, **2010.** 144 p. (*in Russian*).

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1987**. Vol. 84. P. 27–41.

Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia. *Lithos.* **1994**. Vol. 32. P. 225–242.

Krasnobayev A.A. Zircon as an indicator of geological processes. Moscow: Nauka, **1986**. 146 p. (*in Russian*).

Kröner A., Compston W. Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion-microprobe ages. Contrib. Miner. Petrol. 1990. Vol. 104. P. 348–352.

Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nilsson L.P., Sturt B. A. U-Pb zircon ages from Sørvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia. Nor. Geol. Unders. Special. Publ. **1995**. Vol. 7. P. 7–27.

Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P., Levchenkov O.A., Krylov I.N., Levsky L.K., Bogomolov E.S., Kovalenko A.V. Evolution of the Yuzhno-Vygozero greenstone belt, Karelia. Petrology. **1999.** Vol. 7. N 2. P. 160–176 (in Russian).

Ludwig K.R. SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., **2000**. N 2. 19 p.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., **1999**. Vol. 174. P. 279–-299.

Mutanen T., Huhma H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archaean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland. Bull. Geol. Soc. Finland. 2003. Vol. 75 (1–2). P. 51–68.

Myskova T.A., Milkevich R.I. The aluminous gneisses of Kola Series, Baltic Shield (geochemistry, nature and age of protolith). *Proc. Karelian Sci. Centre RAS.* **2016**. N 10. P. 34–62 (*in Russian*).

Nordgulen Ø., Vetrin V.R., Dobrzhinetskaya L.F., Cobbing J., Sturt B.A. Aspects of late Archaean magmatism in the Sørvaranger-Kola terrane, northern Baltic Shield. Nor. Geol. Unders., Spec. Publ. **1995.** Vol. 7. P. 49–63.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **1984.** Vol. 25. P. 956–983.

Raczek I., K. P. Jochum, A. W. Hofmann. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses. *Geostandards and Geoanalytical Research.* **2003**. Vol. 27. P. 173–79.

Rapp R.P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* **1995.** Vol. 36. P. 891–931.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* **2002**. Vol. 184. P. 123–138.

Seismogeological model of the lithosphere of Northern Europe: Lapland-Pechenga region. Apatity: KSC RAS, **1997.** 226 p (*in Russian*).

Sen C., Dunn T. Dehidration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Miner. Petrol.* **1994**. Vol. 117. P. 394–409.

Slabunov A.I., Volodichev O.I., Svetov S.A., Stepanov V.S., Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A., Bibikova E.V., Balagansky V.V., Sorjonen-Ward P., Shchipansky A.A. The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings. *Geotectonics.* **2006.** Vol. 40. N 6. P. 409–433.

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La-Jolla neodymium. Chem. Geol. 2000. Vol. 168. P. 279–281.

Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.* **1995.** Vol. 33. P. 241–265.

Tolstikhin I.N., Kramers J.D., Hofmann A.W. A chemical Earth model with whole mantle convection: The importance of a core–mantle boundary layer (DW) and its early formation. *Chem. Geol.* **2006.** Vol. 226. P. 79–99.

Tolstikhin I.N., Kramers J.D. The Evolution of Matter (from the Big Bang to the Present-day Earth). Cambridge, **2008**. 521 p.

Tugarinov A.I., Bibikova E.V. Geochronology of the Baltic Shield according to zirconometry. Moscow: Nauka, **1980**. 131 p. (*in Russian*).

Turkina O.M. Modeling geochemical types of tonalite-trondhjemite melts and their natural equivalents. *Geochem. Int.* **2000**. Vol. 38. N 7. P. 640–651.

Vetrin V.R., Nordgulen Ø., Cobbing J., Sturt B.A., Dobrzhinetskaja L.F. The pyroxene-bearing tonalite-granodiorite-monzonite series of the northern Baltic Shield: correlation and petrology. *Nor. Geol. Unders. Special Publ.* **1995.** Vol. 7. P. 65–74.

Vetrin V.R., Delenitsyn A.A., Turkina O.M., Ludden J. Geochemistry and reconstruction of the protolith composition of the basement of the Pechenga paleorift. *Petrology.* **2003**. Vol. 11. N 2. P. 177–204.

Vetrin V.R., Serov P.A., Rodionov N.V. Age, Sm-Nd systematics, and geochemistry of tonalite-trondhjemite- granodiorite gneisses of the northern part of the Baltic Shield. *Dokl. Earth Sci.* **2013**. Vol. 452. N 1. P. 930–935.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. In: Rev. Econ. Geol. Eds. M.A. McKibben, W.S. Shanks, W.I. Ridley. 1998. Vol. 7. P. 1–35.

Winther K.T. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. Chem. Geol. 1996. Vol. 127/ P. 43–59.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА РАЗНОВОЗРАСТНОГО ЦИРКОНА ИЗ ГНЕЙСОВ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ (ХИТОСТРОВ, 03. ВЕРХНЕЕ ПУЛОНГСКОЕ), БЕЛОМОРЬЕ

© 2021 г. Д. П. Крылов^{1, *}, д. чл. С. Г. Скублов^{1, 2, **}, С.-Х. Ли^{3, ***}, Ч.-Л. Ли^{3, ****}, Е. В. Левашова^{1, *****}

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

²Санкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

³Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, Лаборатория эволюции литосферы, Пекин, 100029 Китай

> *e-mail: dkrylov@dk1899.spb.edu **e-mail: skublov@yandex.ru ***e-mail: lixh@gig.ac.cn ****e-mail: liqiuli@mail.iggcas.ac.cn ****e-mail: levashova.kateryna@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.11.2020 г. После доработки 17.05.2021 г. Принята к публикации 30.09.2021 г.

Проанализирован изотопный состав кислорода разновозрастных популяций циркона из толщи чупинских гнейсов в районе оз. Верхнее Пулонгское с целью определения возможного влияния флюидов, вызвавших экстремальное понижение значений δ^{18} О во включениях высокоглиноземистых недосыщенных кремнеземом (корундсодержащих) пород. Среди популяций циркона выделяются древние унаследованные ядра (с U-Pb возрастом >3 млрд лет) и внутренние каймы (около 2.8 млрд лет) магматического происхождения, метаморфогенные внешние каймы (~2.6 млрд лет) и оболочки (1.8–1.9 млрд лет). Изотопные отношения кислорода ядер, внутренних и внешних кайм циркона (δ^{18} O 5.67 \pm 0.53, 7.48 \pm 0.26 и 5.70 \pm 0.44‰ соответственно) обусловлены магматической и/или метаморфической кристаллизацией из необедненных изотопом ¹⁸О расплавов или взаимодействием циркона с необедненным изотопом ¹⁸О флюидом. Низкие значения δ^{18} О (-22.04 ± 0.41‰) в цирконе, почти идентичные значениям δ¹⁸O во вмещающих корундсодержащих породах, характерны только для поздних оболочек циркона. Высказано предположение о том, что имела место инфильтрация флюидов, вызвавших понижение δ^{18} O в породах с корундом, во вмещающие гнейсы на стадии регрессивных преобразований.

Ключевые слова: циркон, отрицательные значения δ^{18} О, чупинская толща, Беломорская провинция

DOI: 10.31857/S0869605521060046

В пределах Беломорского подвижного пояса ранее были выявлены породы с экстремально низкими изотопными отношениями ¹⁸O/¹⁶O (Krylov, 2007; Крылов, 2008). Минимальные значения δ^{18} O (менее –20‰, Krylov, 2007; Bindeman et al., 2010, 2014) были установлены в высокоглиноземистых породах основного состава с корундом Хитострова (оз. Верхнее Пулонгское, рис. 1); подобные изотопные характеристики, вероятно, связаны с влиянием на них метеорных вод, образовавшихся при глобальном оледенении (Herwartz et al., 2015) до, во время или после метаморфических изменений. Меньше внимания уделялось изучению вмещающих пород, представляющих собой возможные протолиты пород с корундом (Крылов, 1982; Крылов и др., 2011; Bindeman et al., 2014). Эти породы характеризуются отсутствием существенных сдвигов валовых (измеренных по породам в целом) отношений ¹⁸O/¹⁶O и ранее в них не отмечалось аномалий изотопного состава кислорода отдельных фаз (Bindeman et al., 2014). Цель настоящей работы – оценка влияния процессов, способствовавших понижению значений δ^{18} O, на породы чупинской толщи путем анализа изотопного состава кислорода разновозрастного циркона из гнейсов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В составе чупинской толщи преобладают мигматизированные плагиогнейсы (обычно с гранатом, биотитом и кианитом), протолитами которых считаются граувакки вулканогенно-осадочных толщ (Миллер и др., 1999). Подчиненное значение имеют будины, линзы и прослои амфиболитов и кристаллических сланцев. Этапы становления чупинского парагнейсового пояса Беломорской провинции включают (см. например, Бибикова и др., 1993; 1999; 2004):

1. Формирование вулканогенно-осадочной толщи, включающей вулканические породы разнообразного (от кислого до основного и ультраосновного) состава и кластический материал из Карельского кратона, 2880—2820 млн лет назад в обстановке преддугового островодужного бассейна.

2. Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных давлений (6– 8 кбар, 700–800 °C) приблизительно 2.7–2.8 млрд лет назад.

3. По крайней мере два периода рифтообразования под воздействием плюма, вызвавших внедрение расплавов из мантии, с которыми связано образование интрузивных тел друзитов (коронитовых габбро) с возрастами 2.5–2.4 и 2.3–2.1 млрд лет (Stepanova, Stepanov, 2010). Кристаллизация друзитов происходила на глубинах 20–25 км при давлениях 7–9 кбар (Шарков и др., 1997).

Рис. 1. Схема геологического строения Беломорской провинции (по: Bindeman et al., 2014, с изменениями). *a* – Карельский и Кольский архейские блоки, *б* – архейские метавулканиты и метаосадки, *в* – другие комплексы Беломорского подвижного пояса, *г* – габбронориты и расслоенные интрузии (2.45–2.4 млрд лет). Цифры на рисунке – проявления пород с аномально пониженным изотопным составом кислорода (1 – Перуселька, 2 – Лягкомина, 3 – Высота 128, 4 – Дядина гора, 5 – Хитостров, 6 – Пулонга, 7 – Варацкое, 8 – Плотина, 9 – Кулежма, 10 – Миронова губа, 11 – Шуерецкое). На верхней врезке звездочкой отмечено место отбора пробы (1 – гнейсы чупинского комплекса; 2 – амфиболиты). На нижней врезке (по: Травин, 2015, с изменениями) показано положение района исследований в структуре Фенноскандинавского щита (М – Мурманский кратон, К – Центрально Кольский домен, L – Лапландский гранулитовый пояс, ВМВ – Беломорский подвижный пояс, КС – Карельский кратон, S – свекофенниды, Cl – каледониды).

Fig. 1. Geological scheme of the Belomorian Province (modified after Bindeman et al., 2014). (*a*) Karelian and Kola Archean blocks, (*b*) Archean metavolcanics and metasediments, (*b*) other terranes of the Belomorian Province, (*c*) gabbronorites and layered intrusions (2.45–2.4 Ga). (1–11) locations of rocks with the extreme ¹⁸O depletion (1 – Peruselka, 2 – Lyagkomina, 3 – Height 128, 4 – Mt Dyadina, 5 – Khitoostrov, 6 – Pulonga, 7 – Varatskoye, 8 – Plotina, 9 – Kulezhma, 10 – Mironova Guba, 11 – Shueretskoye). The star in the upper insertion indicate the sample locality (1 – Chupa gneiss, 2 – amphibolites). Lower insertion (modified after Travin, 2015) shows the location of the study region within the Fennoscandinavian Shield (M – Murmansk Craton, K – Central Kola domen, L – Lapland Granulite Belt, BMB – Belomorian Mobile Belt, KC – Karelian Craton, S – Svecofennides, Cl – Caledonides).



4. Локально проявленный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (6 кбар, 600 °C) с возрастом 1875 ± 5 млн лет (согласно результатам U-Pb датирования циркона). К свекофеннскому периоду эволюции толщи относится также образование пегматитов и маломощных прожилков с хлоритом, карбонатами, серицитом и кварцем; возникновение этих минеральных образований отражает мобилизацию остаточных флюидов вдоль трещин при декомпрессии в условиях фации зеленых сланцев.

На Хитострове породы чупинской толщи представлены главным образом лейкократовыми средне- и крупнозернистыми кианит-гранат-биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами ("чупинскими" гнейсами) с линзами и прослоями амфиболитов. Гнейсы содержат акцессорные циркон, титанит, ильменит, рутил, апатит, ортит, а также вторичные мусковит, серицит, хлорит.

КАМЕННЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования из наименее измененных разновидностей гнейсов чупинской толщи, вблизи контакта с корундсодержащими породами Хитострова (рис. 1), была отобрана представительная проба кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов массой 30 кг (пр. Kr10). Минеральный состав плагиогнейсов отвечает условиям верхней амфиболитовой—гранулитовой фаций метаморфизма (ранние этапы преобразования вулканогенно-осадочной толщи, Бибикова и др., 2004). В гнейсах проявлены более низкотемпературные изменения, соответствующие условиям фации зеленых сланцев (хлоритизация). Акцессории представлены цирконом, рутилом, апатитом и рудными минералами.

СL-изображения циркона приведены на рис. 2. В цирконе наблюдаются: а) субидиоморфные полупрозрачные унаследованные ядра коричневого цвета, в различной степени деформированные и корродированные, иногда с реликтами осцилляционной зональности, б) зональные прозрачные коричневато-розовые ("внутренние") каймы, в ряде случаев вокруг ядер, в) призматические коричневые полупрозрачные или непрозрачные "внешние" каймы и г) желто-розовые замутненные оболочки. Локальное U-Pb датирование по зонам циркона (SHRIMP-II, Крылов и др., 2012) позволяет выделить несколько этапов кристаллизации циркона: (1) древнее 3 млрд лет (детритовые ядра), (2) 2.6–2.7 млрд лет (внешние каймы) и (3) ~1.9 млрд. лет (оболочки циркона). Дополнительно выполненные U-Pb изотопные анализы внутренних кайм циркона дают оценки возраста около 2.8 млрд лет (табл. 1).

Величины изотопного сдвига δ^{18} О в цирконе измерялись на ионном микрозонде Cameca IMS-1280 (Институт геологии и геофизики Китайской академии наук) по ранее опубликованной методике (Gao et al., 2014). Диаметр пучка Cs⁺ составлял 15–20 мкм, внутренняя воспроизводимость определения значений δ^{18} O 0.21‰ (2 σ). Каждый анализ включал 16 циклов измерений. Фактор приборного фракционирования масс определялся с помощью измерения стандарта циркона Temora-2 (20 анализов) и контролировался независимым измерением стандарта 91500 (7 анализов), имплантированными в тот же препарат. Для согласования с возрастом циркона, анализы выполнялись вблизи от кратеров анализа изотопных отношений U-Pb (Крылов и др., 2012).

Выделение генераций циркона проводилось по морфологическим признакам с учетом U-Pb возраста и величин Th/U отношения. Эти же признаки, а также осцилляционная зональность (Hoskin, 2003) использовались для разделения магматогенного и метаморфического циркона (Rubatto, 2002; Kirkland et al., 2014). Изотопные отношения кислорода для генетической дискриминации магматогенного и метаморфогенного циркона не использовались, поскольку выявленный разброс значений δ^{18} О может определяться и магматическим, и метаморфическим процессом (Valley et al., 1994; Valley, 2003; и др.).



Рис. 2. Катодолюминесцентные изображения представительных зерен циркона. Показаны положение и номера точек анализа, значения δ^{18} O, ‰. Ядра древнее 3 млрд лет: ан. 5, 19, 25, 27, 32, 40, (3). Оболочки: 6, 23, 30, 31, (2, 20). Каймы: 1, 4, 24, 26, 28, 29, 39, 41. В скобках указаны номера анализов, для которых возможно нарушение изотопных систем (промежуточные значения δ^{18} O).

Fig. 2. Cathodoluminescence images of representative zircon grains. The crater locations, numbers oa analyses and δ^{18} O ‰ are indicated. Cores older 3 Ga: 5, 19, 25, 27, 32, 40, (3). Mantles: 6, 23, 30, 31, (2, 20). Rims: 1, 4, 24, 26, 28, 29, 39, 41. Analyses with possible isotope system disturbances (intermediate values of δ^{18} O) are enclosed in brackets.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЕДОВАНИЯ: ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЦИРКОНА

Реликты осцилляционной зональности и включения вулканических стекол в древних унаследованных (детритовых) ядрах изученных кристаллов циркона указывают на их магматическое происхождение. По изотопным отношениям U-Pb эти ядра образовались 3.1-3.3 млрд лет назад, т.е. их возраст превышает возраст метаморфизма чупинской толщи (2880–2820 млн лет, Бибикова и др., 2004). Ядра характеризуются низкими содержаниями U (40–70 ppm) и Th (30–40 ppm) с отношением Th/U равным 0.5–0.7. Примитивный изотопный состав кислорода ядер (δ^{18} O 5.67 \pm 0.53‰) свидетельствует об их кристаллизации из мантийных расплавов (Valley, 2003). Приблизительно для половины проанализированных точек наблюдаются вариации значений

8 ¹⁸ 0 (% VEMOW)	Возраст	D (07)	II (nnm)	232Th /238II							
0 $0(%, vSMOW)$	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	D(%)	U (ppm)	11/ 0						
Ядра > 3.0 млрд лет											
$+5.67 \pm 0.53 \ (n = 10)$	$3073\pm~56$	$3184 \pm 40^*$	+4	49	0.64						
	3281 ± 50	$3250\pm16^*$	-1	67	0.55						
	Измене	нные ядра									
+3.716.69 (n = 8)	—	—	—	—	-						
	Внутрен	ние каймы									
$+7.48 \pm 0.26 \ (n = 4)$	2771 ± 31	2779 ± 21	+0	278	0.27						
	2786 ± 33	2802 ± 14	+1	166	0.96						
	Внешн	ие каймы			•						
$+5.70 \pm 0.44$ (<i>n</i> = 11)	2565 ± 25	$2624\pm7*$	+3	949	0.06						
	2681 ± 26	$2656\pm27*$	-1	1127	0.01						
Измененные каймы											
-2.00+4.99 (n = 9)	2383 ± 37	2645 ± 27	+12	70	1.00						
Оболочки											
-22.04 ± 0.41 (<i>n</i> = 23)	1816 ± 21	$1887 \pm 16^*$	+4	319	0.01						
	1975 ± 35	2011 ± 70	+2	53	0.33						
Оболочки с 1	товышенными	вначениями отно	цения ¹⁸	0/ ¹⁶ 0	1						
-20.39+2.82 (<i>n</i> = 9)	_	_	_	_	_						

Таблица 1. Изотопный состав циркона из гнейсов чупинской толщи (пр. Kr10) **Table 1.** Isotope composition of zircons from gneiss of the Chupa sequence

Примечание. *D* – дискордантность, *n* – количество проанализированных точек. * – по данным: Крылов и др., 2012.

 δ^{18} О, приводящие к появлению отрицательных величин изотопного сдвига, что может быть связано с нарушением изотопных систем кислорода при посткристаллизационных процессах и взаимодействии между ядрами и внешними зонами кристаллов циркона.

Генерация циркона, соответствующая внутренним каймам, образовалась около 2.8 млрд лет назад. Вариации содержаний U и Th и осцилляционная зональность (рис. 2) свидетельствуют о магматической кристаллизации этих кайм; величина δ^{18} О равная 7.48 \pm 0.26‰ соответствует кристаллизации циркона из расплавов с более высоким содержанием коровой компоненты.

Циркон, слагающий внешние каймы, имеет возраст около 2.6 млрд лет, повышенное содержание U и низкую величину отношения Th/U (0.01-0.06). Измеренные изотопные отношения кислорода во внешних каймах близки к составу древних ядер ($5.70 \pm 0.44\%$). В то же время, пониженные значения отношения Th/U свидетельствуют в пользу метаморфического происхождения этих кайм (Yakomchuk et al., 2018). Предполагается, что, как и у ядер, изотопный состав кислорода в каймах отражает изменения, имевшие место после кристаллизации циркона; с подобными изменениями обычно сопряжено повышение дискордантности U-Pb возрастов.

Поздняя генерация циркона (оболочки) образовалась 1.9–1.8 млрд лет назад во время свекофеннского метаморфизма. Отношение Th/U для этой генерации варьирует от 0.01 до 0.33. Изотопный сдвиг ($\delta^{18}O = -22.04 \pm 0.41\%$ для большинства оболочек) практически не отличается от состава оболочек циркона из корундсодержащих пород

Хитострова (Bindeman et al., 2010, 2014). Повышенные значения изотопного сдвига в некоторых оболочках ($-4.0 \pm 5.0\%$, n = 6) свидетельствуют, вероятно, об изменении δ^{18} О за счет изотопного обмена с внутренними зонами циркона.

Величина фракционирования изотопов кислорода между расплавом и цирконом ($\Delta_{liq-zrn}$) при кристаллизации из мантийных магм основного-ультраосновного состава (SiO₂ 45–50 мас. %) оценивается величиной 0.3–0.6‰ (в зависимости от кислотности магм, Lackey et al., 2008). Для более кислых магм (SiO₂ 57–65 мас. %) $\Delta_{liq-zrn}$ возрастает до 1.0–1.5‰. Таким образом, древние ядра циркона (δ^{18} O 5.7‰) могли образоваться из расплавов с величиной δ^{18} O около 6‰, а внутренние каймы (δ^{18} O 7.5‰) – из более кислых магм с повышенными значениями изотопного сдвига (до 8.5–9.0‰).

выводы

В цирконе из гнейсов чупинской толщи выделяются генерации циркона древнее 2.8 млрд лет, которые образовались в результате магматической кристаллизации из ювенильных мантийных магм (древнее 3 млрд лет) и коровых расплавов (2.8–2.9 млрд лет). Генерация циркона с возрастом около 2.8 млрд лет, как и более древние ядра, вероятно, имеет магматическое происхождение. Более высокие значения δ^{18} O, полученные для этой генерации, свидетельствуют о ее кристаллизации из коровых расплавов (связанных с процессами кислого вулканизма в преддуговых бассейнах при образовании чупинского парагнейсового пояса) или мантийных расплавов, контаминированных коровым материалом. Возможным сценарием кристаллизации циркона данной генерации служит его кристаллизация в ходе мигматизации протолита чупинской толщи в условиях гранулитового метаморфизма (Бибикова, 1989). Более молодые генерации циркона метаморфического генезиса (2.6–2.7 и 1.8–1.9 млрд лет) по возрасту и изотопному составу кислорода существенно не отличаются от циркона из корундсодержащих ассоциаций Хитострова. Однако в корундсодержащих породах, в отличие от вмещающих гнейсов, понижение величины отношения ¹⁸O/¹⁶O наблюдается не только в каймах и оболочках циркона свекофеннского возраста, но и в сосуществующих минералах (Крылов и др., 2011). Понижение значений δ^{18} О, зафиксированное в цирконе свекофеннского возраста на значительном удалении от Хитострова (Bindeman et al., 2014; Скублов и др., 2017), предположительно свидетельствует о инфильтрации флюида на регрессивной стадии метаморфизма, приводящей к значительному понижению значений δ^{18} O в каймах циркона; в то же время воздействие этого флюида практически не затрагивает ранее образовавшиеся минеральные фазы. Следует отметить, что внутренние каймы циркона из корундсодержащих пород по химизму отличаются от внутренних зон циркона из пород чупинской толщи (Крылов и др., 2012; Скублов и др., 2017); это свидетельствует либо об аллохтонной природе первых, либо о гетерогенности чупинской толщи.

Экстремальные различия изотопных отношений кислорода в ядрах и оболочках проанализированного циркона (до 28‰) подтверждают устойчивость изотопной системы кислорода в цирконе после кристаллизации (Peck et al., 2003). В некоторых случаях, тем не менее, происходит уменьшение изотопного сдвига δ^{18} О в ядрах (до отрицательных значений) и увеличение значений δ^{18} О в поздних оболочках и каймах, что может свидетельствовать о перераспределении изотопов кислорода внутри кристаллов циркона при его поздней перекристаллизации.

Авторы признательны А.А. Ярмаку за помощь в отборе материала. Измерения изотопного состава кислорода в цирконе проводились при поддержке национальной программы Key R&D KHP грант No. 2016YFE0203000, National Natural Science Foundation КНР грант No. 41673018. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 19-05-00175 и 18-55-53022) и НИР ИГГД РАН (FMNU-2019-0002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 179 с.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227-244.

Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115-140.

Бибикова Е.В., Шельд Т., Богданова С.В., Другова Г.М., Лобач-Жученко С.Б. Геохронология беломорид: интерпретация многостадийной геологической истории // Геохимия. 1993. № 10. C. 1393-1411.

Крылов Д.П. Анализ распределения изотопов кислорода в полиметаморфических комплексах // Геохимия. **1982**. № 11. С. 1581–1586. *Крылов Д.П.* Аномальные отношения ¹⁸О/¹⁶О в корундсодержащих породах Хитоострова //

Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 4. С. 533-536.

Крылов Д.П., Глебовицкий В.А., Скублов С.Г., Толмачева Е.В. Редкоземельные и редкие элементы в разновозрастных цирконах из корундсодержащих пород Хитоострова (Северная Карелия) // Докл. РАН. 2012. Т. 443. № 3. С. 352-357.

Крылов Д.П., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Анисимова И.В. Возраст и происхождение корундсодержащих пород о-ва Хитоостров, Северная Карелия // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 80-88.

Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А., Мыскова Т.А. Львов А.В. Новые данные о составе, структуре и геотектонике Чупинской пластины Беломорского пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 3. C. 379–382.

Скублов С.Г., Азимов П.Я., Ли С.-Х., Глебовицкий В.А., Мельник А.Е. Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U-Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. **2017**. № 1. С. 3–16.

Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503-522.

Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78–93.

Oxygen Isotope Composition of Heterochronous Zircons from Gneiss of the Chupa Sequence (Khitostrov, Upper Pulonga Lake), Belomorian Province

D. P. Krylov^a, *, S. G. Skublov^a, ^b, **, Xian-Hua Li^c, ***, Oiu-Li Li^{c, ****}, and E. V. Levashova^{a, *****}

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia ^bSaint-Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia

^cState Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics,

Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

*e-mail: dkrylov@dk1899.spb.edu

**e-mail: skublov@yandex.ru

***e-mail: lixh@gig.ac.cn

****e-mail: liqiuli@mail.iggcas.ac.cn

*****e-mail: levashova.kateryna@yandex.ru

Isotope composition of oxygen has been analyzed in heterochronous zircon populations from the Chupa gneiss at the Pulonga Lake area with the purpose to reveal the possible influence of fluids which caused the extreme ¹⁸O depletion in the enclosed high-aluminous silica-undersaturated (corundum-bearing) rocks. Previous studies of Chupa gneiss did not indicate an ${}^{18}O$ decrease in these rocks, and any ${}^{18}O/{}^{16}O$ shifts in accessory minerals. There are distinguished among zircon populations the ancient detrital cores (the estimated U-Pb age exceeding 3 Ga), internal rims (ca. 2.8 Ga) of magmatic origin, metamorphic outer rims (ca. 2.6 Ga) and envelopes (1.8–1.9 Ga). The isotope ratios of oxygen in cores, internal and outer rims of zircon ($\delta^{18}O$ 5.67 ± 0.53, 7.48 ± 0.26 and 5.70 ± 0.44‰, respectively) are determined by the magmatic and/or metamorphic crystallization from the ¹⁸O-undepleted melts or by the interaction between zircon and ¹⁸O-undepleted fluids. Low $\delta^{18}O$ values (–22.04 ± 0.41‰), near identical to those in corundum-bearing rocks, are typical only for the latest zircon envelopes. Thus, there may be suggested an infiltration of fluids, responsible for the $\delta^{18}O$ decrease in corundum-bearing rocks, inside the host gneiss during the regressive alteration.

REFERENCES

Bibikova E.V. U-Pb geochronology of the early evolution of ancient shields. Moscow: Nauka, 1989. 179 p. (*in Russian*).

Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Glebovitsky V.A., Claesson S., Skiöld T. Evolution of the Belomorian Belt: NORDSIM U-Pb zircon dating of the Chupa paragneisses, magmatism, and metamorphic stages. *Petrology.* **2004**. Vol. 12. N 3. P. 195–210.

Bibikova E.V., Sheld T., Bogdanova S.V. Drugova G.M., Lobach-Zhuchenko S.B. Belomoride geochronology: Interpretation of a multistage history. *Geochem. Int.* **1994**. Vol. 31. N 5. P. 15–34 (*in Russian*).

Bibikova E.V., Slabunov A.I., Bogdanova S.V., Sheld T., Stepanov V.S., Borisova E.Yu. Early magmatism of the Belomorian mobile belt (Baltic Shield): lateral zonation and isotopic age. *Petrology.* **1999**. Vol. 7. N 2. P. 123–146 (*in Russian*).

Bindeman I.N., Schmitt A.K., Evans D.A.D. Limits of hydrosphere-lithosphere interaction: Origin of the lowest known δ^{18} O silicate rock on Earth in the Paleoproterozoic Karelian rift. Geology. 2010. Vol. 38. P. 631–634.

Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt AK, J.A. Vazquez J.A., Guan Y., Azimov P.Ya. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ¹⁸O Paleoproterozoic "Slushball Earth" rocks from Karelia, Russia. *Geosphere.* **2014**. Vol. 10. P. 308–339.

Gao Y.-Y., Li X.-H., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Wang Y.-F. Screening criteria for reliable U–Pb geochronology and oxygen isotope analysis in uranium-rich zircons: a case study from the Suzhou A-type granites, SE China. *Lithos.* **2014**. Vol. 192–195. P. 180–191.

Herwartz D., Pack A., Kryloy D., Xiao Y., Muehlenbachs K., Sengupta S., Di Rocco T. Revealing the climate of snowball Earth from Δ^{17} O systematics of hydrothermal rocks. *PNAS.* **2015**. Vol. 112. P. 5337–5341.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Miner. Geochem.* **2003**. Vol. 53(1). P. 27–62.

Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs. Lithos. 2014. Vol. 212–215. P. 397–414.

Krylov D.P., Glebovitskii V.A., Skublov S.G., Tolmacheva E.V. Rare-earth and rare elements in zircons of different ages from corundum-bearing rocks of Khitoostrov (Northern Karelia). *Dokl. Earth Sci.* **2012**. Vol. 443. N 1. P. 406–411.

Krylov D.P., Sal'nikova E.B., Fedoseenko A.M., Yakovleva S.Z., Plotkina Yu.V., Anisimova I.V. Age and origin of the corundum-bearing rocks of Khitostrov Island, Northern Karelia. Petrology. 2011. Vol. 19. N 1. P. 79–86.

Krylov D.P. Analysis of oxygen isotopic distribution in polymetamorphic terrains. *Geochemistry.* **1982.** N 11. P. 1581–1586 (*in Russian*).

*Krylov D.P.*¹⁸O depletion in corundum bearing rocks from North Karelija (the Baltic Shield). In: *Water-Rock Interaction XII*. Eds. Bullen T.D., Wang, Y. London: Taylor & Francis Group, **2007**. P. 87–89.

Krylov D.P., Anomalous ¹⁸O/¹⁶O ratios in the corundum-bearing rocks of Khitostrov, Northern Karelia. *Dokl. Earth Sci.* **2008**. Vol. 419A. N 4. P. 453–456.

Lackey J.S., Valley J.W., James H. Chen J.H., Stockli D.F. Dynamic magma systems, crustal recycling, and alteration in the central Sierra Nevada batholith: The oxygen isotope record. *J. Petrol.* **2008**. Vol. 49. P. 1397–1426.

Miller Yu.V., Glebovitsky V.A., Myskova T.A., L'vov A.V. New data on the composition, structural position and geotectonic significance of the Chupa Nappe of the Belomorian Mobile Belt. *Dokl. Earth Sci.* **1999**. Vol. 366. N 3. P. 379–382 (*in Russian*).

Peck W.H., Valley J.W., Graham C.M. Slow oxygen diffusion rates in igneous zircons from metamorphic rocks. *Amer. Miner.* **2003**. Vol. 88. No. 7. P. 1003–1014.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geol.* **2002**. Vol. 184. N 2. P. 123–138.

Sharkov E.V., Smolkin V.F., Krassivskay I.S. Early Proterozoic magmatic province of siliceous high-Mg boninite-like series in the eastern Baltic Shield. *Petrology*. **1997**. Vol. 5. N 5. P. 448–465. *Skublov S.G., Azimov P.Ya., Li X.H., Glebovitskii V.A., Melnik A.E.* Polymetamorphism of the Chupa Sequence of the Belomorian mobile belt (Fennoscandia): Evidence from the isotope-geochemical (U-Pb, REE, O) study of zircon. *Geochem. Int.* **2017**. Vol. 55. N 1. P. 47–59.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.* **2010**. Vol. 183. P. 602–616.

Travin V.V. The structural position and age of eclogite rocks in the area of the Gridino village in the Belomorian Mobile Belt. *Geotectonics.* **2015**. Vol. 49. N 5. P. 425–438.

Valley J.W. Oxygen isotopes in zircon. Rev. Miner. Geochem. 2003. Vol. 53. P. 343-385.

Yakomchuk C., Kirkland C.L., Clark C. Th/U ratios in metamorphic zircon. J. Metamorph. Geol. 2018. Vol. 36. P. 715–737.

Valley J.W., Chiarenzelli J.R., McLelland J.M. Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.* **1994.** Vol. 126. P. 187–206.

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ. LXXV

© 2021 г. Д. член В. Н. Смольянинова*, **

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

> *e-mail: smolvernik@yandex.ru **e-mail: smvn14@mail.ru

Поступила в редакцию 27.04.2021 г. После доработки 27.04.2021 г. Принята к публикации 30.09.2021 г.

Представлен обзор новых минералов, опубликованных в 2020 г. Для каждого минерала приведены кристаллохимическая формула, параметры кристаллической структуры, главные физические свойства, химический состав, место находки, этимология названия, ссылка на первую публикацию о нем. Всего в обзоре приводятся данные для 114 минералов, утвержденных ММА. Кроме того, приводятся ссылки на публикации, посвященные вопросам классификации и номенклатуры минералов, уточнения состава и структуры уже известных минеральных видов.

Ключевые слова: новые минералы **DOI:** 10.31857/S0869605521060071

ГИДРИДЫ

1. Кишонит (kishonite) – VH₂. Куб.с. $Fm\overline{3}m$. a = 4.2680 Å. Z = 4. Единственный субгедральный кристалл $17 \times 25 \times 38$ мкм. Непрозрачный. Физ. и опт. св-ва не определены из-за малого размера кристалла. Плотн. 4.523 (выч.). Хим. (м.з., WDS, средн.): V 93.71, Al 2.61. Водород не определен. По идеальной ф-ле содержание V = 96.19, H = = 3.81. Рентгенограмма (интенс. л.): 24.641(100)(111), 21.340(42)(200), 15.090(27)(220), 12.869(26)(311). В пирокластических ежектитах небольших меловых вулканов на горе Кармель (Израиль) с ибонитом, гросситом, шпинелью, ванадием и V–Al сплавами. Название от реки Кишон, которая вытекает из горы Кармель. *Bindi L., Camara F., Gain S.E.M., Griffin W.L., Huang J.-X., Saunders M., Toledo V.* Minerals. 2020, Vol. 10. N 12, # 1118. DOI: 10.3390/min10121118.

НИТРИДЫ, СИЛИЦИДЫ, ФОСФИДЫ

2. Орейлиит (oreillyite) — Cr_2N . Триг.с. P31m. a = 4.7853, c = 4.4630 Å. Z = 3. Субгедральный индивид 2 мкм между корундом и сам. хромом. Физ. и опт. св-ва не определены из-за малого размера кристалла. Плотн. 6.64 (выч.). Хим. (TEM EDS, средн.): Cr 86.9, N 13.1, сумма 100.0. Рентгенограмма (интенс. л.): 22.387(21)(002), 21.190(45)(211), 21.190(55)(111), 13.888(16)(300). В пирокластических ежектитах небольших меловых вулканов на горе Кармель (Израиль). Назван в честь австралийского геолога Сюзанны O'Рейли (Suzanne O'Reilly, b. 1946). *Bindi L., Camara F., Gain S.E.M., Griffin W.L., Huang J.-X., Saunders M., Toledo V.* Minerals. 2020, Vol. 10. N 12, # 1118. DOI: 10.3390/min10121118.

3. Уакитит (uakitite) – VN. Куб.с. *Fm*3*m. a* = 4.1328 Å. Z = 4 (по аналогии с искусств. VN). Изометричные (кубические) кристаллы или округлые зерна до 5 мкм. Из-за малого размера индивидумов большинство физ. и опт. св-в приведено по аналогии с синт. VN. Цв. желтый. Черта белая. Бл. метал. Прозрачный. Хрупкий. Тв. \approx 9–10. Плотн. 6.128 (выч.). В отр. св. светло-серый с розоватым оттенком. n = 2.3031. Хим. (м.з., WDS, средн. из 54 опр): V 71.33, Cr 5.58, Fe 1.56, N 21.41, сумма 99.88. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.386(71.22)(111), 2.066(100.00)(200), 1.461(61.15)(220), 1.246(29.12)(311), 1.193(18.92)(222), 0.948(10.16)(331), 0.924(20.55)(420), 0.844(14.29)(422). Включения в метеорите Уакит (Uakite IIAB), найденном в районе реки Уакит, Забайкалье, Бурятия (Россия) с добреелитом, троилитом, гроховскиитом. Назван по месту находки. *Shary-gin V.V., Ripp G.S., Yakovlev G.A., Seryotkin Y.V., Karmanov N.S., Izbrodin I.A., Grokhovsky V.I., Khromova E.A.* Minerals. 2020, Vol. 10. N 2, # 150. DOI: 10.3390/min10020150.

4. Чжициньит (zhiqinite) – TiSi₂. Ромб.с. *Fddd.* a = 8.18, b = 4.85, c = 8.42 Å. Z = 8. Зерна до 1–2 мкм. Непрозрачный. Синтет. аналог белый до серого. Бл. метал. Тв. 4–5, микротв. 870. Плотн. 4.07 (изм. для синт. аналога), 4.136 (выч. по стр-ре). Эмп. ф-ла Ti_{0.905}Si_{2.95}. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.035(30.54)(202), 2.265(100)(311), 2.130(42.72)(004), 2.081(77.64)(022), 1.800(38.69)(313). Выделен из хромититов офиолитов Луобуса, Тибет (Китай) с бадэнчжуитом, сам. Ті, цангпоит (zangboite), твердыми растворами осборнит-хамрабаевит, цзинсуйитом (jingsuiite) и двумя новыми минералами Ti₁₁(Si,P)₁₀ и Ti₁₀(Si,P, \Box). Назван в честь китайского геолога Сюй Чжициня (Xu Zhiqin, b. 1941). *Xiong F., Xu X., Mugnaioli E., Gemmi M., Wirth R., Grew E.S., Robinson P.T., Yang J.* Europ. J. Miner. 2020. Vol. 32. N 6, p. 557–574.

5. Бадэнчжуит (badengzhuite) TiP. Гекс.с. $P6_3/mmc. a = 3.49, c = 11.70$ Å. Z = 4. Глобули до 0.5 мкм и овальные зерна до 1 мкм. Непрозрачный. Синт. аналог серый до черного. Бл. метал. Хрупкий. Плотн. 4.233 (выч.). Эмпир. ф-ла Ti_{1.020}P_{0.980}. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.927(25.92)(101), 2.688(31.15)(102), 2.394(100)(103), 2.107(33.33)(104), 1.856(25.51)(105), 1.745(43.91)(110). Выделен из хромититов офиолитов Луобуса, Тибет (Китай) с чжинциньитом, сам. Ti, цангпоит (zangboite), твердыми растворами осборнит-хамрабаевит, цзинсуйитом (jingsuiite) и двумя новыми минералами Ti₁₁(Si,P)₁₀ и Ti₁₀(Si,P, \Box). Назван в честь китайского (Тибет) геолога Бадэнчжу (Badengzhu, b. 1939). *Xiong F., Xu X., Mugnaioli E., Gemmi M., Wirth R., Grew E.S., Robinson P.T., Yang J.* Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32. N 6, p. 557–574.

6. Негевит (negevite) – NiP₂. Куб.с. *Pa*3. a = 5.4816 Å. Z = 4. Стр-ра сходна с таковой пирита. Неправильные мелкие зерна до 15 мкм. Плотн. 4.881 (выч.). В отр. св. белый с голубоватым оттенком. Изотропный. *R* на воздухе (%): 54.6 при 470 нм, 55.0 при 546, 55.3 при 589, 55.6 при 650 нм. Хим. (м.з., средн.): Ni 42.57, Со 3.40, Fe 2.87, P 42.93, S 8.33, сумма 100.10. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.1648(54)(111), 2.7408(95)(200), 2.4514(42)(210), 2.2379(35)(211), 1.93(54)(220), 1.6528(100)(311), 1.5824(17)(222), 1.5203(13)(320), 1.4650(17)(321), 1.2576(12)(331), 1.2257(14)(420). В породах пирометаморфического комплекса формации Хатрурим, пустыня Негев (Израиль) с мурашкоитом, цуктамруритом, трансиорданитом и халамишитом. Назван по месту находки. *Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Y., Polekhovsky Y.S., Krivovichev S.V., Vereshchagin O.S., Shilovskikh V.V., Krzhizhanovskaya M.G.* Amer. Miner. 2020, Vol. 105. N 3, p. 422–427.

7. Трансиорданит (transjordanite) — Ni₂P. Гекс.с. *P*62*m*. *a* = 5.8897, *c* = 3.3547 Å. *Z* = 3. Неправильные зерна до 0.2 мм. Цв. серовато-белый. Черта серая. Бл. сильный метал. В отр. св. белый с бежевым оттенком. Двуотражение и анизотропия слабые R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 45.1 и 44.2 при 470 нм, 49.9 и 48.5 при 546, 52.1 и 50.3 при 589, 54.3 и 52.1 при 650 нм. Хрупкий при содержании ~95 мол. %, пластичный при 100% Ni₂P. Плотн. 7.30 (выч.). Хим. (м.з., средн.): Ni 60.55, Fe 18.16, Co 0.26, P 20.53, S 0.27, сумма 99.77. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.211(100)(111), 2.028(42)(201), 1.926(38)(210), 1.676(18)(002), 1.672(18)(211), 1.1035(20)(321). В матрице измененной диопсидовой микробрекчии в пирометаморфическом фосфидном комплексе формации Хатрурим, на Трансиорданском плато (Зап. Иордан) с мурашкоитом, цуктамруритом, негевитом, халамишитом, пирротином и троилитом. Позднее обнаружен в железном метеорите Камбрия (Сатbria), округ Ниагара (США). Назван по месту первоначальной находки. Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Y., Polekhovsky Y.S., Krivovichev S.V., Krzhizhanovskaya M.G., Vereshchagin O.S., Shilovskikh V.V., Vlasenko N.S. Amer. Miner. 2020, Vol. 105. N 3, p. 428–436.

8. Грамматикопулосит (grammatikopoulosite) – NiVP. Ромб.с. *Рпта. a* = 5.8893, *b* = 3.5723, *c* = 6.8146 Å. *Z* = 4. Ангедральные до субгедральных зерна до 80 мкм. Бл. метал. Хрупкий. Плотн. 7.085 (выч.). В отр. св. кремово-желтый. Двуотражение и анизотропия слабые. R_1 и R_2 на воздухе (%): 48.8 и 50.3 при 470 нм, 50.5 и 53.5 при 546, 51.7 и 55.2 при 589, 53.2 и 57.1 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): Р 19.90, S 0.41, Ni 21.81, V 20.85, Co 16.46, Mo 16.39, Fe 3.83, Si 0.14, сумма 99.79. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.950(20)(102), 2.785(25)(111), 2.273(60)(112), 2.157(100)(211), 2.118(25)(103). В линзах хромититов (офиолиты Отрис) заброшенного рудника Агиос Стефанос (Греция) с ни-кельфосфидом, аваруитом, цикураситом и неидентифицированным V-сульфидом. Назван в честь канадского геолога греческого происхождения Тассоса Грамматикопулоса (Tassos Grammatikopoulos, b. 1966). *Bindi L., Zaccarini F., Ifandi E., Tsikouras B., Stanley C., Garuti G., Mauro D.* Minerals. 2020, Vol. 10. N 3, # 131. DOI: 10.3390/min 10020131.

9. Халамишит (halamishite) — Ni₅P₄. Гекс.с. $P6_3mc. a = 6.8184, c = 11.0288 Å. Z = 4.$ Зерна до 20 мкм. Цв. темно-серый. Бл. метал. Хрупкий. Плотн. 6.249 (выч.). В отр. св. белый с бежевым оттенком. Анизотропия и двуотражение умеренные. R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 44.3 и 36.6 при 470 нм, 49.2 и 42.1 при 546, 51.3 и 44.1 при 589, 53.3 и 46.1 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 3 опр.): Ni 69.23, Fe 1.80, P 29.59, сумма 100.62. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.9525(56)(200), 2.4983(57)(104), 2.0688(57)(212), 2.0151(88)(204), 1.9377(69)(301), 1.9078(77)(213), 1.7347(100)(214), 1.7046(58)(220). В пирометаморфическом комплексе формации Хатрурим, Южный Левант, пустыня Негев, Халамиши вади (Израиль) с цуктамруритом, трансиорданитом и неназванным никель-фосфид-сульфидом. Назван по месту находки. Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Y., Polekhovsky Y.S., Krivovichev S.V., Vereschagin O.S., Shilovskikh V.V., Vlasenko N.S., Krzhizhanovskaya M.G. Phys. Chem. Miner. 2020, Vol. 47, N 1, # 3.

СУЛЬФИДЫ, СУЛЬФОСОЛИ, АРСЕНИДЫ, СЕЛЕНИДЫ, ТЕЛЛУРИДЫ

10. Элиопулосит (eliopoulosite) – V_7S_8 . Триг.с. $P3_221. a = 6.689, c = 17.403$ Å. Z = 3. Мелкие ангедральные до субгедральных кристаллы до 80 мкм. Плотн. 4.545 (выч.). В отр. св. серовато-коричневый. Анизотропия слабая, от светло- до темно-зеленоватого. R_o и R_e на воздухе(%): 34.8 и 35.7 при 470 нм, 38.0 и 39.0 при 546, 40.0 и 41.3 при 589, 42.5 и 44.2 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 20 опр.): S 41.78, V 54.11, Ni 1.71, Fe 1.1, Co 0.67, Mo 0.66, сумма 100.03. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.8964(29)(200), 2.5914(45)(023), 2.0495(100)(026), 1.6723(40)(220), 1.2957(20)(046). В линзах хромититов (офиолиты Отрис) заброшенного рудника Агиос Стефанос (Греция) с никельфосфидом, аваруитом и грамматикопулоситом. Назван в честь греческих геологов Деметриоса Элиопулоса (Demetrios Eliopoulos, 1947–2019) и его вдовы Марии Элиопулос (Maria Eliopoulos, b. 1947). *Bindi L., Zaccarini F., Bonazzi P., Grammatikopoulos T., Tsikouras B., Stanley C., Garuti G.* Minerals. 2020, Vol. 10. N 3, # 245. DOI: 10.3390/min 10030245.

11. Стангерсит (stangersite) — SnGeS₃. Монокл.с. $P_{2_1}/c. a = 7.2704, b = 10.197, c = 6.8463 Å, <math>\beta = 105.34^{\circ}$. Z = 4. Хорошо оформленные уплощенные игольчатые кристаллы в разрезе до $2-5 \times 20-40$ мкм и длиной до 1 см, их хаотичные или веерообразные агрегаты; или неправильные зерна до 100 мкм. В пр. св. полупрозрачный до прозрачного. Цв. оранжевый до желтовато-красного. Черта очень светло-желтовато-коричневая. Сп. совершенная в двух направлениях — \bot и под углом к удлинению. Хрупкий (в агрегатах) и эластичный и гибкий (в кристаллах). Тв. ~ 2. Микротв. 55. Плотн. 3.98 (выч.). В отр. св. светло-серовато-белый. Анизотропия сильная от коричневато-серого до красновато-коричневого или коричневато-фиолетового. R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 28.7 и 27.8 при 470 нм, 26.2 и 25.0 при 546, 26.9 и 25.2 при 589, 28.1 и 25.6 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. игольчатых кристаллов (м.з., средн. из 6 опр.): Sn 40.47, Pb 0.29, Ge 22.73, Fe 0.03, Bi 0.27, Sb 0.10, As 0.10, S 31.42, Se 2.62, сум-

ма 98.03. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.006(100)(100), 4.135(49)(120), 3.077(47)(130), 2.776(38)(022), 2.699(69)(211), 2.1213(31)(320), 1.7239(35)(412,410). На м-нии Катержина, Радванице, Трутнов (Чехия) с гринокитом, герценбергитом, неназванными GeS₂ и GeAsS. Назван по составу – Sn (*stan*num), Ge (*germanium*) и S (*sulphur*). *Sejkora J., Makovicky E., Balić-Žunić T., Berlepsch P.* J. Geosci. 2020, Vol. 65. N 3, p. 141–152.

12. Бьяджиониит (biagioniite) — Tl_2SbS_2 . Монокл.с. *Рс. а* = 11.0895, *b* = 14.3124, *c* = 7.9352 Å, β = 96.230°. *Z* = 8. Изоструктурен с дервиллитом. Редкие субгедральные до ангедральных зерна до 65 мкм. Непрозрачный. Цв. и черта черные. Бл. метал. Тв. ~ 3. Плотн. 6.192 (выч.). В отр. св. кремовый. Двуотражение умеренное. Анизотропия слабая от голубоватых до светло-голубых оттенков. R_{\min} и R_{\max} на воздухе (%): 35.9 и 37.5 при 471.1 нм, 34.7 и 36.2 при 548.3, 33.8 и 35.3 при 586.6, 31.5 и 33.7 при 652.3 нм. Хим. (м.з., средн. из 4 опр.): Ад 3.52, T1 65.12, Sb 20.22, S 10.80, сумма 99.66. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.79(60)(012), 3.56(100)(310), 3.37(75)(231), 3.03(60)(032). На золоторудном м-нии Хемло, пров. Онтарио (Канада) с ауростибитом, стибарсеном и сам. золотом в кальцитовой матрице. Назван в честь итальянского минералога Кристиана Бьяджиони (Cristian Biagioni, b. 1981). *Bindi L., Moëlo Y.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 3, p. 390–397.

13. Чукоткаит (chukotkaite) – AgPb₇Sb₅S₁₅ – гр. сульфосолей. Монокл.с. $P_{2_1}/c. a = 4.0575, b = 35.9502, c = 19.2215 Å, <math>\beta = 90.525^{\circ}$. Z = 4. Ангедральные зерна до 0.4×0.5 мм. Непрозрачный. Цв. свинцово-серый. Черта серая. Бл. метал. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 91 (тв. 2–2.5). Плотн. 6.255 (выч.). В отр. св. белый, не плеохроирует. Двуотражение отчетливое. Анизотропия умеренная от голубовато-серых до коричневато-серых тонов. R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 34.8 и 31.2 при 470 нм, 33.0 и 30.3 при 546, 32.7 и 30.0 при 589, 32.5 и 29.6 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): Ag 3.83, Pb 53.67, Sb 24.30, S 18.46, сумма 100.26. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.52(100)(045), 3.38(50)(055), 3.13(50)(065), 2.96(30)(144), 2.82(25)(066), 1.91(50)(0.1.10). В долине реки Левый Вульвывеем, Иультинский р-н, Чукотка (Россия) в срастании с пирротином, сфалеритом, галенитом, станнином, кварцем и Mn-Fe-содержащим клинохлором, в ассоциации с арсенопиритом, бенавидеситом, диафоритом, джемсонитом, овихиитом, учукчакуаитом, касситеритом и фторапатитом. Назван по месту находки. *Kasatkin A.V., Makovicky E., Plášil J., Škoda R., Agakhanov A.A., Chaikovskiy I.I., Vlasov E.A., Pekov I.V.* Canad. Miner. 2020, Vol. 58. N 5, p. 587–596.

14. Боулзит (bowlesite) – PtSnS – МПГ. Ромб.с. $Pca2_1$. a = 6.11511, b = 6.12383, c = 6.09667 Å. Z = 4. Изотипичен с кобальтином. Ангедральные до субгедральных зерна до 20 мкм. Бл. метал. Хрупкий. Плотн. 10.06 (выч.). В отр. св. бледно-голубовато-серый. Двуотражение и анизотропия очень слабые. R_1 и R_2 на воздухе (%): 50.3 и 51.4 при 470 нм, 48.5 и 48.9 при 546, 47.9 и 48.6 при 589, 47.8 и 48.7 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 10 опр.): Pt 56.85, Pd 0.02, Sn 34.03, S 9.15, сумма 100.05. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.0545(38)(020,200,002), 2.7317(25)(120,210,201,012), 2.4948(26)(121,211,112), 1.8431(100)(131,311,113), 1.2482(80)(242,422,224). На платиновом м-нии Растенбург, риф Меренского, Бушвельд (ЮАР) с халькопиритом, пирротином и пентландитом. Назван в честь английского минералога Джона Фредерика Уильяма Боулза (John Frederick William Bowles, b. 1941). *Уутагаlová A., Zaccarini F., Garuti G., Laufek F., Mauro D., Stanley C.J.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 3, p. 468–476.

15. Ричардсит (richardsite) – Zn_2CuGaS_4 – гр. станнина. Тетр.с. I42m. a = 5.3626, c = 10.5873 Å. Z = 2. Субгедральные кристаллы дисфеноидального габитуса до 150 (макс. до 400) мкм. Цв. темно-серый, черта черная. Бл. метал. Тв. 3. Хрупкий. Изл. неправ. Плотн. 4.278 (выч.). R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 25.0 и 23.5 при 471.1 нм, 28.9 и 27.4 при 548.3, 29.4 и 28.1 при 586.6, 28.9 и 27.7 при 652.3 нм. В отр. св. темно-голубовато-серый. Двуотражение умеренное. Анизотропия отчетливая. Дан рамановский спектр. Хим. (SEM EDS, средн. из 4 опр.): Mn 0.10, Sn 0.15, Fe 0.41, Ga 17.60, Ge 0.08, Zn 32.85, Cu 16.08, S 32.55, сумма 99.82. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.084(100)(112), 1.898(20)(220), 1.882(40)(204), 1.614(20)(312), 1.600(10)(116), 1.092(10)(424). На руднике драгоценных камней около Мерелани (Танзания) с графитом, диопсидом и Ge-, Ga- содержащим

вюрцитом. Назван в честь американского минералога Питера Ричардса (Peter Richards, b. 1943). *Bindi L., Jaszczak J.A.* Minerals. 2020, Vol. 10, N 5, # 467. DOI: 10.3390/min10050467.

16. Арсенотучекит (arsenotučekite) — $Ni_{18}Sb_3AsS_{16}$. Тетр.с. *I4/mmm. a* = 9.7856, *c* = 10.7582 Å. Z = 2. Ангедральные до субгедральных зерна от 5 до 100 мкм. Хрупкий. Бл. метал. Плотн. 6.477 (выч.). В отр. св. кремово-желтый. Двуотражение едва заметно.

Плеохроизм слабый. Анизотропия — от бледно-синего до коричневого. R_o и R_e на воздухе (%): 41.8 и 46.4 при 470 нм, 47.2 и 51.4 при 546, 49.4 и 52.3 при 589, 51.3 и 53.2 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, один из 12 приведенных анализов): S 25.50, As 2.50, Sb 20.29, Ni 46.39, Co 3.22, Fe 2.71, сумма 100.61. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.4597(56)(220), 3.0945(85)(310), 2.6823(81)(312), 2.3569(96)(204), 2.1881(75)(420), 1.8097(100)(404), 1.7508(91)(334). В хромититах заброшенного рудника Тсангли, в офиолитовом комплексе Отрис (Греция) с хлоритом, пентландитом, брейтгауптитом и герсдорфитом. Назван по составу и за сходство с тучекитом. *Zaccarini F, Bindi L., Tsikouras B., Grammatikopoulos T., Stanley C.J., Garuti G*. Miner. Petrol. 2020, Vol. 114, N 5, p. 435–442.

17. Люборжакит (luboržákite) — Mn_2AsSbS_5 — гомологическая серия павонита. Монокл.с. *C2/m. a* = 12.5077, *b* = 3.8034, *c* = 16.0517 Å, β = 94.190°. *Z* = 4. Длинно-призмат. кристаллы, ангедральные зерна до 70 × 20 мкм. Черный, черта черная. Непрозрачный. Бл. метал. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 242 (тв. 4-4.5). Плотн. 4.181 (выч.). В отр. св. оловянно-белый. Двуотражение отчетливое. R_{min} и R_{max} на воздухе (%): 23.6 и 25.3 при 470 нм, 22.4 и 24.7 при 546, 22.1 и 24.3 при 589, 21.8 и 23.8 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): Mn 21.23, Cu 0.29, Ag 0.56, Pb 1.90, As 15.25, Sb 27.03, S 33.23, 99.49. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.486(50)(204), 3.286(50)(112), сумма 3.262(36)(204), 2.690(100)(312), 1.904(37)(513), 1.902(36)(020). На золоторудном м-нии Воронцовское, Сев. Урал (Россия) с пиритом, аурипигментом, реальгаром, стибнитом, акташитом, алабандином, боскардиитом, шабурнеитом, колородоитом, клеритом, экренитом, золотом, рутьеитом, сфалеритом и твиннитом. Назван в честь чешского кристаллографа Любора Жака (Lubor Žak, 1925–2008). Kasatkin A.V., Makovicky E., Plášil J., Skoda R., Agakhanov A.A., Stepanov S.Y., Palamarchuk R.S. Miner. Mag. 2020, Vol. 84. N 5, p. 738-745.

18. Тандербейит (thunderbayite) – TlAg₃Au₃Sb₇S₆. Трикл.с. *P*1. *a* = 8.0882, *b* = 7.8492, *c* = 20.078 Å, α = 92.518°, β = 93.739°, γ = 90.028°. *Z* = 2. Очень редкие ангедральные зоны вокруг ауростибита в кальцитовой матрице. Зоны состоят из субгедральных до ангедральных зерен до 0.02 × 0.02 × 0.03 мм. Черный, черта черная. Непрозрачный. Бл. метал. Изл. неправ. Тв. ~ 3. Плотн. 5.693 (выч.). В отр. св. серый. Двуотражение и плеохроизм слабые в серо-голубоватых до светло-голубоватых оттенками. *R*_{min} и *R*_{max} на воздухе (%): 37.9 и 38.4 при 471.1 нм, 35.3 и 36.0 при 548.3, 33.9 и 34.4 при 586.6, 32.0 и 32.5 при 652.3 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): Ag 14.91, Au 27.40, Tl 9.37, Sb 39.80, S 8.61, сумма 100.09. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.04(100)(200), 3.92(80)(020), 2.815(50)(220, 220), 2.566(45)(117), 2.727(40)(017). На золоторудном м-нии Эмло (Hemlo), пров. Онтарио (Канада). Название от района Тандер-Бей, в котором находится м-ние Эмло. *Bindi L., Roberts A.C.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 805–812.

19. Витеит (viteite) – Pd_5InAs – МПГ. Тетр.с. *P4/mmm. a* = 3.98600, *c* = 6.98385 Å. *Z* = 1. Удлиненные субгедральные зерна до 10 мкм. Непрозрачный. Бл. метал. Плотн. 10.78 (выч.). В отр. св. розовато-белый без двуотражения. Анизотропия слабая от голубоватых оттенков до розовато-коричневых. *R*₁ и *R*₂ на воздухе (%): 55.7 и 54.0 при 470 нм, 59.2 и 58.4 при 546, 60.0 и 60.4 при 589, 60.0 и 62.6 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 8 опр.): Pd 71.90, Pt 1.60, Fe 0.98, Cu 0.59, In 11.48, Hg 1.42, Pb 0.40, As 10.70, сумма 99.07. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.3281(45)(003), 2.1932(100)(112), 1.9928(33)(020), 1.2515(17)(115), 1.1857(25)(132). В расслоенной Мончетундровской интрузии с ирарситом, холлингуортитом, звягенцевитом, Au-Ag сплавами и туламинитом в гётитовой матрице. Название от реки Вите, которая протекает в окрестностях горного массива

Мончетундра. Vymazalová A., Laufek F., Grokhovskaya T.L., Stanley C.J. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 3, p. 395–402.

20. Ротербэрит (roterbärite) – PdCuBiSe₃. Ромб.с. $P2_12_12_1$. a = 5.00520, b = 7.9921, c = 13.5969 Å. Z = 4. Эвгедральные до субгедральных зерна до 50 мкм. Непрозрачный. Цв. серовато-белый. Черта серая. Хрупкий. Бл. метал. Плотн. 7.23 (выч.). В отр. св. темно-кремовый до слегка зеленовато-кремового. Плеохроизм от темно-кремового до слабо зеленовато-кремового. Анизотропия слабая с бледно-оранжево-коричневыми до серых оттенками. R_2 и R_1 на воздухе (%): 42.4 и 43.0 при 470 нм, 45.4 и 44.4 при 546, 46.8 и 44.6 при 589, 47.7 и 44.6 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 18 опр): Pd 18.1, Cu 10.5, Bi 35.2, Se 33.5, S 2.6, сумма 99.9 (в оригинале 99.8). Рентгенограмма (интенс. л.): 3.3593(97)(103), 3.1226(100)(120), 3.0434(75)(121), 2.3894(39)(105), 1.9210(70)(223). На м-нии Ротер Бэр, горы Гарц (Германия) с золотом, мертиитом-II, богдановичитом, гематитом, халькопиритом, баритом, анкеритом и доломитом. Назван по месту находки. *Vymazalová A., Cabral A.R., Laufek F., Ließmann W., Stanley C.J., Lehmann B.* Miner. Petrol. 2020, Vol. 114, N 5, p. 443–451.

21. Люксембургит (luxembourgite) – AgCuPbBi₄Se₈. Монокл.с. P_{1}/m . a = 13.002, b = 4.1543, c = 15.312 Å, $\beta = 108.92^{\circ}$. Z = 2. Волокна до 5 × 200 мкм. Цв. серый. Черта черная. Бл. метал. Тв. 3. Плотн. 8.00 (выч.). Опт. св-ва не измерены из-за малого размера индивидов. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): S 0.01, Fe 0.02, Pb 11.95, Ag 6.60, Cu 2.66, Bi 43.73, Se 31.04, сумма 96.01. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.61(20)(203), 3.59(20)(012), 2.984(100)(311), 2.425(20)(215), 2.085(60)(020), 1.916(20)(317,611), 1.490(20)(623), 1.355(30)(914,627,818), 1.188(30)(0.2.10). В районе Бивель, (Люксембург) с доломитом и сидеритом. Название по месту находки. *Philippo S., Hatert F., Bruni Y., Vignola P., Sejkora J.* Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 4, p. 449–455.

22. Пошепныит (роšерпу́іtе) – $(Cu_{3+x}^{+}\square_{3-x})_{\Sigma 6}(Hg_{4-x}^{2+}Cu_{2+x}^{+})_{\Sigma 6}Sb_4(Se_{12.5}\square_{0.5})_{\Sigma 13}$, где $0 \le x \ll 2$ - гр. тетраэдрита. Куб.с. *I*4*3m. a* = 10.964 Å. *Z* = 2. Идиоморфные до гипидиоморфных зерна до 100 мкм. Непрозрачный. Цв. стально-серый. Бл. метал. Тв. предположительно 3.5–4. Плотн. 6.23 (выч.). *R* на воздухе (%): 35.3 при 470 нм, 34.8 при 546, 34.9 при 589, 34.9 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 62 опр.): Ag 1.21, Cu 14.95, Hg 27.74, Fe 0.03, Cd 0.12, Tl 0.03, Zn 0.08, Sb 19.06, As 0.37, Se 34.51, S 1.66, сумма 99.76. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.165(100)(222), 2.930(24)(321), 2.0017(16)(521), 1.9381(65)(440), 1.6528(31)(622). На шахте Гайе рудного района Пршибрам, Богемия (Чехия) с пршибрамитом, джаркенитом, ферроселитом, хакитом-(Hg), тетраэдритом-(Zn), антимонселитом и уранинитом. Назван в честь чешского геолога Франтишека Пошепны (František Pošepný, 1836-1895). *Škacha P., Sejkora J., Plášil J., Makovicky E.* J. Geosci. 2020, Vol. 65, N 3, p. 173–186.

23. Тетраэдрит-(Hg) [tetrahedrite-(Hg)] – Cu₆(Cu₄Hg₂)₂₆Sb₄S₁₃. Куб.с. *I*43*m*. *a* = = 10.5057 Å. Z = 2. Ангедральные зерна или равносторонние кристаллы до 0.02 мм. Цв и черта черные. Бл. метал. Тв. 3.5-4. Хрупкий. Сп. неотчетливая. Изл. раков. Плотн. 5.326 (выч.). В отр. св. изотропный. Цв. серовато-белый с кремовыми оттенками. *R* на воздухе (%): 32.5 при 470 нм, 32.9 при 546, 33.2 при 589, 30.9 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 33 опр.): Cu 32.22, Ag 0.40, Fe 0.18, Zn 1.25, Hg 17.68, Sb 26.17, S 21.86, Se 0.05, сумма 99.81. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.29(слаб.)(211), 3.716(слаб.)(220), 3.035(оч.сильн.)(222), 2.806(слаб.)(321), 2.626(слаб.)(400), 2.476(слаб.)(330,411), 1.860(средн.)(440), 1.584(средн./слаб.)(622). На м-ниях Бука дела Вена (Италия) (голотип) с киноварью и халькостибитом, Едова гора (Чехия) и Рожнява (Словакия). Назван по составу и за сходство с тетраэдритом. Приводится история минерала, известного еще с 19 века. Biagioni C., Sejkora J., Musetti S., Velebil D., Pasero M. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 4, p. 584–592.

24. Линбаоит (lingbaoite) — AgTe₃. Триг.с. R3m. a = 8.60, c = 5.40 Å. Z = 3. Мелкие зерна до 30 × 12 мкм. Физ. св-ва не определены из-за малого размера зерен. Плотн. 7.06 (выч.). Непрозрачный. В отр. св. кремово-желтый. R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 39.9 и 35.6 при 470 нм, 50.3 и 44.5 при 546, 53.6 и 48.2 при 589, 55.9 и 51.7 при 650 нм. Хим.

(м.з., WDS, средн. из 5 опр): S 0.45, Ag 21.34, Cu 0.11, Te 75.81, Fe 1.57, Pb 0.14, сумма 99.42. Рентгенограмма (интенс. л., *hkil*): 3.05(100)(0221), 2.161(35.6)(2240), 2.155(49.8)(2040), 1.763(15.8)(4041), 1.526(8.8)(0442), 1.336(11.3)(2461), 1.363(15.8)(3243), 1.246(8.2)(4262), 1.246(8.2)(6060), 1.243(7.2)(0224). Включения в пирите в золото-содержащей кварцевой жиле на м-нии Сяоциньлин, в 30 км от города Линбао (Китай) с сильванитом, халькопиритом, борнитом, галенитом, алтаитом и штютцитом. Назван по месту находки. *Jian W., Mao J., Lehmann B., Li Y., Ye H., Cai J., Li Z.* Amer. Miner. 2020, Vol. 105, N 5, p. 745–755.

25. Малетойваямит (maletoyvayamite) – Au₃Se₄Te₆. Трикл.с. P_1 . a = 8.901, b = 9.0451, c = 9.265 Å, $\alpha = 97.66^\circ$, $\beta = 106.70^\circ$, $\gamma = 101.399^\circ$. Z = 2. Отдельные зерна до 50 мкм. Непрозрачный. Бл. метал. Сп. хорошая по {010} и {001}. Черта серая (по аналогии с искусст. аналогом). Хрупкий. Плотн. 7.967 (выч.). В отр. св. голубовато-серый. Двуотражение и анизотропия сильные. R_{\min} и R_{\max} на воздухе (%): 38.9 и 39.1 при 470 нм, 39.3 и 39.5 при 546, 39.3 и 39.6 при 589, 39.4 и 39.7 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 16 опр.): Au 34.46, Se 16.76, Te 47.23, S 0.84, сумма 99.29. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.650(25)(010,001), 2.911(100)(013,131,030), 2.223(7) (множ.), 1.930(8) (множ.), 1.901(8) (множ.). В тяжелой фракции золоторудного проявления Гачинг месторождения Малетойваям, Корякское нагорье, Камчатка (Россия) с сам. золотом, калаверитом, неназванными фазами AuSe-AuTe и Te-Se твердых растворов и сульфосолями (теннантиттетраэдритом, голдфилдитом, ватанабеитом. Назван по месту находки. *Tolstykh N.D., Tuhy M., Vymazalová A., Plášil J., Laufek F., Kasatkin A.V., Nestola F., Bobrova O.V.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 1, p. 117–123.

26. Мончетундраит (monchetundraite) — Pd_2NiTe_2 . Ромб.с. *Ibam. a* = 6.31111, *b* = 11.2469, *c* = 5.16687 Å. Z = 4. Эвгедральные зерна до 20 мкм. Непрозрачный. Бл. метал. Хрупкий. Плотн. 9.45 (выч.). В отр. св. белый до кремово-розовато-белого. Плеохроизм и анизотропия сильные в бледно-голубых, оранжевых и оливково-зеленых тонах. R_1 и R_2 на воздухе (%): 44.3 и 45.8 при 470 нм, 48.7 и 50.7 при 546, 51.4 и 53.7 при 589, 55.6 и 57.5 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): Pd 40.04, Cu 0.72, Fe 0.27, Ni 10.58, S 0.64, Te 48.20, сумма 100.45 (в оригинале100.07). Рентгенограмма (интенс. л.): 2.8117(100)(040), 2.6190(33)(211), 2.5835(32)(002), 2.3000(41)(141), 2.1874(39)(231), 2.1189(22)(150), 2.0993(22)(240), 1.9024(52)(042), 1.8411(26)(321), 1.3263(32)(181). В расслоенной Мончетундровской интрузии, Кольский п-ов (Россия) с котульскитом, пентландитом. Назван по месту находки. *Vymazalová A., Laufek F., Grokhovskaya T.L., Stanley C.* Miner. Petrol. 2020, Vol. 114, N 3, p. 263–271.

ОКИСЛЫ, ГИДРООКИСЛЫ

27. Рисит (riesite) – TiO₂ – высокобарный полиморф TiO₂. Монокл.с. P2/c. a = 4.519, b = 5.503, c = 4.888 Å, $\beta = 90.59^{\circ}$. Z не приводится. Индивиды (зерна, ламелли) размером до нескольких мкм. Хим. (м.з., средн. из 10 опр.): TiO₂ 99.25, FeO 0.42, CaO 0.03, сумма 99.70. Рентгенограмма (интенс. л, *d*, *I*): 3.490(88), 2.852(100), 2.833(70), 2.359(33), 2.094(22), 1.682(23), 1.671(26), 1.647(27). В импактной структуре Рис (Германия), образует псевдоморфозы по ругилу. *Tschauner O., Ma C., Lanzirotti A., Newville M.G.* Minerals. 2020, Vol. 10, N 1, # 78 DOI: 10.3390/min10010078; https://www.mindat.org/min-51474.html.

28. Босоит – (bosoite) – SiO₂· nC_xH_{2x+2} . Гекс.с. *Р6/ттт. a* = 13.9020, *c* = 11.2802 Å. *Z* = 34. Эпитаксические срастания с тибаитом, где грань {001} гексагонального босоита || октаэдрической грани {111} тибаита. Пластинки || {001} до 0.06 × 0.05 × 0.04 мм. Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Хрупкий. Изл. неправ. Тв. 6.5–7. Плотн. 2.04 (выч.). Односный (+). Показатели преломления не измерены. n_o немного выше, чем у тибаита (n = 1.470). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): SiO₂ 86.38, Al₂O₃ 1.63, Na₂O 0.34, CH₄/C₂H₆/C₃H₈ 11.65 (выч.), сумма 100.00. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.301(100)(201), 3.773(44)(301), 3.535(62)(212), 3.331(38)(310), 3.303(42)(113). В
миоценовых осадочных породах района Аракава, г. Минамибосо, преф. Тиба (Япония). Название от полуострова Босо (Возо), где установлен минерал. Momma K., Ikeda T., Nagase T., Kuribayashi T., Honma C., Nishikubo K., Takahashi N., Takada M., Matsushita Y., Miyawaki R., Matsubara S. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 941–948.

29. Мачиит (machiite) – $Al_2T_3O_9$ – гр. шрейерита. Монокл.с. $C2/c. a = 17.10, b = 5.03, c = 7.06 Å, <math>\beta = 107^{\circ}$. Z = 4. Единичный эвгедральный кристалл 4.4 мкм. Плотн. 4.27 (выч.). Хим. (м.з., средн.): TiO₂ 59.75, Al_2O_3 15.97, Sc_2O_3 10.29, ZrO_2 9.18, Y_2O_3 2.86, FeO 1.09, CaO 0.44, SiO₂ 0.20, MgO 0.10, сумма 99.88. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.176(100)(200), 4.088(51)(400), 3.376(41)(002), 2.882(79)(12), 2.742(79)(510), 2.441(45)(512), 1.709(30)(910), 1.695(35)(422), 1.637(30)(14). В тонкозернистой матрице (серпентин, точилинит и оливин) Мурчисонского метеорита (углистый хондрит) (1969 г., Австралия). Назван по имени американского ученого Чи Ма (Chi Ma, b. 1968). *Krot A.N., Nagashima K., Rossman G.R.* Amer. Miner. 2020, Vol. 105, N 2, p. 239–243.

30. Оксикальциомикролит (oxycalciomicrolite) $- (Ca, Na)_2(Ta, Nb, Ti)_2O_6(O, F) - надгр.$

пирохлора, гр. микролита. Куб.с. $Fd\overline{3}m$. a = 10.4325 Å. Z = 8. Кристаллы — октаэдры, иногда ромбододекаэдры до 0.5 мм. Полупрозрачный до прозрачного. Бл. стекл. до смол. Цв. коричневато-желтый до коричневато-красного. Черта белая. Хрупкий. Изл. раков. Тв. 5–5.5. Плотн. 6.333 (выч.). Изотропный. *n* = 2.037 (выч.). Дан ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн. из 14 опр): Nb₂O₅ 4.12, Ta₂O₅ 75.77, TiO₂ 0.38, UO2 0.83, ZrO2 0.03, La2O3 0.05, Ce2O3 0.18, Yb2O3 0.11, Sm2O3 0.02, SnO 0.94, FeO 0.09, CaO 15.89, MnO 0.17, SrO 0.51, BaO 0.02, Na₂O 0.36, F 0.75, -O=F 0.31, сумма 99.91. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.023(89)(111), 3.145(44)(311), 3.011(100)(222), 2.608(25)(400), 2.008(14)(333), 1.8442(48)(440), 1.5728(33)(622). Акцессорный в выветрелом пегматите Фумал, шт. Минас-Жерайс (Бразилия) с кварцем, альбитом, микроклином, мусковитом, минералами подгр. колумбита, касситеритом, гематитом, ильменитом, монацитом-(Се), ксенотимом-(Ү), цирконом, бериллом, шпинелью, эпидотом и минералами гр. гранатов. Назван по составу в соответствии с номенклатурой надгр. пирохлора (Atencio et al., 2010). Menezes da Silva V.H.R., Avila C.A., Neumann R., Faulstich F.R.L., Alves F.E.A., de Almeida F.B., Proenca Cidade T., Sigueira da Cruz Guimarães Sousa S. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 854–858.

31. Гидроксиплюмбопирохлор (hydroxyplumbopyrochlore) – $(Pb_{1.5}\square_{0.5})Nb_2O_6(OH)$ –

надгр. пирохлора. Куб.с. Fd3m. a = 10.5456Å. Z = 8. Хорошо оформленные эвгедральные октаэдры, ромбически додекаэдры, кубы или их комбинации до 0.01 - 0.06 мм. Прозрачный. Цв. бледно-желтый до бледно-коричневого. Черта белая. Бл. алмаз. до стекл. Хрупкий. Изл. раков. Микротв. 463.3 (тв. ≈ 5.5). Плотн. 6.474 (выч.). Изотропный. $n_{\rm выч.} = 2.26$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): CaO 0.32, SrO 0.16, FeO 0.17, Ce₂O₃ 0.07, Pr₂O₃ 0.02, PbO 51.69, Nb₂O₃ 40.06, SiO₂ 0.05, TiO₂ 1.68, Ta₂O₅ 4.74, H₂O 0.95 (выч. по стр-ре), сумма 99.91. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.051(8)(111), 3.043(100)(222), 2.636(42)(400), 1.862(36)(440), 1.591(43)(622), 1.521(8)(444), 1.320(6)(800), 1.183(12)(840). В агпаитовом гранитном комплексе Аравийского щита (Южная Аравия) с кварцем, микроклином, "биотитом", рутилом, цирконом, кальцитом, родохрозитом, колумбитом-(Fe), гётитом, торитом, бастнезитом-(Ce), ксенотимом-(Y), самарскитом-(Y), эвксенитом-(Y), гидропирохлором и фторнатропирохлором. Название дано в соответствии с номенклатурой надгруппы пирохлора. *Li T., Li Z., Fan G., Fan H., Zhong J., Jahdali N.S., Qin M., Jehani A.M., Wang F., Nahdi M.M.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 5, p. 785–790.

32. Оксибисмутомикролит (oxybismutomicrolite) – $[(Bi^{3+},\#)_2]^{4+}Ta_2O_6O$, где # Na⁺, Ca²⁺ и ([]). Надгр. пирохлора, гр. микролита. Куб.с. $Fd\overline{3}m$. a = 10.4746 Å. Z = 8. Неровные октаэдрические кристаллы до 1 мм и ровные зерна до 2 мм. Черный. Черта серовато-белая. Полупрозрачный в тонких сколах. Бл. смол. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 609 (тв. ~ 5). Плотн. 6.98 (изм.), 7.056 (выч.). *R* на воздухе (%): 13.90 при 470 нм, 13.41 при 546, 13.30 при 589, 13.26 при 650 нм. $n_{средн.} = 2.184$ (выч.). Дан ИК-спектр.

Хим. (м.з., средн. из 7 опр.): Na₂O 3.45, CaO 2.88, MnO 0.31, PbO 0.76, Bi₂O₃ 29.81, ThO₂ 0.18, TiO₂ 3.89, SnO₂ 1.77, Nb₂O₅ 4.50, Ta₂O₅ 51.08, F 1.17, -O = F 0.49, сумма 99.31. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.051(12)(111), 3.160(10)(311), 3.026(100)(222), 2.621(32)(400), 1.854(33)(440), 1.581(27)(622), 1.514(7)(444), 1.203(7)(662). В пегматитовой жиле Солнечная Малханского пегматитового поля, Забайкалье (Россия) с Ві-содержащим фторнатромикролитом, бисмутотанталитом и стибиотанталитом. Назван по составу и за сходство с минералами группы микролита. *Kasatkin A.V., Britvin S.N., Peretyazhko I.S., Chukanov N.V., Škoda R.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 3, p. 444–454.

33. Сарановскит (saranovskite) – SrCaFe²⁺₂(Cr₄Ti₂)Ti₁₂O₃₈ – гр. кричтонита. Триг.с.

 $R\overline{3}$. a = 10.3553, c = 20.7301 Å. Z = 3. Плохо оформленные кристаллы до 2 мм. Черный. Черта коричневато-серая. Бл. субметал. Хрупкий. Микротв. 850 (тв. 6). Плотн. 4.501 (выч.). В отр. св. серый с коричневыми внутренними рефлексами. Двуотражение и анизотропия слабые. R_1 и R_2 на воздухе (%): 18.4 и 19.1 при 470 нм, 17.6 и 17.9 при 546, 17.4 и 17.6 при 589, 17.2 и 17.5 при 650 нм. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): MgO 2.01, CaO 1.43, MnO 0.21, FeO 8.14, Fe₂O₃ 2.19, SrO 3.27, BaO 2.18, Al₂O₃ 0.53, Sc₂O₃ 0.69, Cr₂O₃ 10.27, Y₂O₃ 1.56, La₂O₃ 0.94, Ce₂O₃ 0.91, Pr₂O₃ 0.14, Nd₂O₃ 0.35, TiO₂ 64.25, ZrO₂ 0.58, сумма 99.65. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.398(75)(024), 2.881(100)(126), 2.842(65)(234), 2.247(67)(144), 2.137(76)(345), 1.799(63)(348), 1.597(72)(1.4.10,152), 1.439(76)(520). На Главном Сарановском м-нии, Средний Урал (Россия) с кальцитом и Cr-содержащим клинохлором. Назван по месту находки. *Chukanov N.V., Rastsvetaeva R.K., Kazheva O.N., Ivanov O.K., Pekov I.V., Agachanov A.A., Van K.V., Shcherbakov V.D., Britvin S.N.* Phys. Chem. Miner. 2020, Vol. 47, N 11, # 49.

34. Кроупант (kroupaite) – KPb_{0.5}[(UO₂)₈O₄(OH)₁₀]·10H₂O. Ромб.с. *Pbca. a* = 14.781, *b* = 14.095, *c* = 16.719 Å. *Z* = 4. Радиальные агрегаты пластинч. кристаллов до 1 мм, уплощенных по {100}. Простые формы: {100}, {013}, {021} (дан чертеж). Полупрозрачный. Цв. оранжево-желтый. Черта светло-желтая. Бл. стекл. Хрупкий. Сп. совершенная по {100}. Изл. неровн. Тв. ~ 2. Плотн. 5.058 (выч.) Легко растворяется в разбавл. HCl. Двуосный (–). *Np* = *a*, *Nm* = *c*, *Ng* = *b*. *n_p* = 1.691, *n_m* = 1.752, *n_g* = 1.768, *2V* = 53° (изм.), 52.7° (выч.). Дисперсия сильная, *r* > *v*. Плеохроизм: по *Np* – бесцветный, по *Nm* – и *Ng* – желтый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): Na₂O 0.08, K₂O 2.14, CaO 0.10, PbO 1.84, CuO 0.41, CoO 0.05, Al₂O₃ 0.02, Bi₂O₃ 0.25, UO₃ 80.67, SO₃ 0.11, H₂O 9.65 (выч.), сумма 95.32(в оригинале 95 23). Рентгенограмма (интенс. л. *d*, *I*): 7.407(100), 3.602(59), 3.224(78), 2.572(16), 2.035(21), 1.978(11), 1.798(10), 1.747(7). На мнии Сворност, Яхимов (Чехия) с фурмарьеритом, метаскупитом, уранопилитом, либигитом, юингитом и гипсом. Назван в честь чешского горного инженера Густава Кроупы (Gustav Kroupa, 1857–1935). *Plášil J., Kampf A.R., Olds T.A., Sejkora J., Škoda R., Burns P.C., Čejka J.* Amer. Miner. 2020. Vol. 105. N 4. P. 561–568.

35. Монтеневеит (monteneveite) – $Ca_3Sb^{5+}_2(Fe_2^{3+}Fe^{2+})O_{12}$ – надгр. гранатов. Куб.с.

Ia3d. a = 12.6093 Å. Z = 8. Субгедральные кристаллы до 0.4 мм. Часто радиально-трещиноватые. Непрозрачный. Цв. черный. Черта коричневато-черная. Бл. алмаз. Микротв. 1141 (тв. 6.5–7). Изл. субраков. Плотн. 4.72 (выч.). В отр. св. серый. Изотропный. *R* на воздухе (%): 12.6 при 470 нм, 12.0 при 546, 11.6 при 589, 11.4 при 650 нм. Даны рамановский и мёссбауэровский спектры. Хим. (м.з., средн. из 10 опр.): CaO 23.67, FeO 3.75, Fe₂O₃ 29.54, Sb₂O₅ 39.81, SnO₂ 2.22, ZnO 2.29, MgO 0.15, MnO 0.03, CoO 0.03, сумма 101.49. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.45(100)(220), 3.15(60)(400), 2.814(40)(420), 2.571(80)(422), 1.683(60)(642), 1.575(20)(800), 1.993(40)(620), 1.409(20)(840), 1.343(20)(664). На месторождении Монтеневе, пров. Больцано (Италия) с магнетитом, сфалеритом, тетраэдритом-(Fe) и оксикальциоромеитом. Назван по месту находки. Karlsson A., Holstam D., Bindi L., Bonazzi P., Konrad-Schmolke M. Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 1, p. 77–87.

36. Акоповаит (akopovaite) – Li₂Al₄(OH)₁₂(CO₃)(H₂O)₃ – надгр. гидроталькита. Монокл.с. C2/m. a = 5.0953, b = 8.877, c = 7.806 Å, $\beta = 102.5728$. Z = 1. Розетко-подобные

37

агрегаты псевдогекс. тонких искривленных пластинок до 15–30 мкм. Прозрачный. Цв. белый до желтоватого. Бл. шелков. Сп. совершенная по {001}. Микротв. 24 (тв. ~ 1). Плотн. 2.12 (изм.), 2.14 (выч.). Люминесцирует в слабо-голубовато-зеленоватых тонах. Анизотропный. n = 1.535. Легко растворяется в конц. и разбавл кислотах HCl и HNO₃ с выделением CO₂. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., ICP-OES, CHN, средн. из 4 опр.): Li₂O 6.43, Al₂O₃ 45.79, Fe₂O₃ 0.27, CO₂ 10.09, H₂O 36.1, сумма 98.68. Рентгено-грамма (интенс. л.): 7.66(100)(001), 4.397(27)(020), 3.821(45)(002,021), 2.4881(27)(200), 2.2273(16)(201), 1.9027(18)(202). На оловянном Карасу-Каравшинском м-нии (Кыргызтан) с гиббситом, кварцем, альбитом, микроклином, мусковитом, монтебразитом, сидеритом, шерлом бёрнессито-подобными окислами Fe и Mn. Назван в честь русской школьной учительницы химии Анны Вартановны Акоповой (Anna Vartanovna Akopova, b. 1952). *Karpenko V.Yu., Zhitova E.S., Pautov L.A., Agakhanov A.A., Siidra O.I., Krzhizhanovskaya M.G., Rassulov V.A., Bocharov V.N.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 2, p. 301–311.

37. Кадваладерит (cadwaladerite) – Al₂(H₂O)(OH)₄·*n*(Cl,OH[−],H₂O). Куб.с. *I*₂₁3. *a* = 19.840 Å. Z = 48. Мелкие кубические кристаллы до 6 × 6 × 5 мкм. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. лимонно-желтый, бледно-желтый. Бл. стекл. Изл. раков. Плотн. 1.66 (изм.). *n* = 1.55. В деионизированной воде цвет минерала меняется от желтого до почти бесцветного, а *n* уменьшается до 1.53. Хим. ан. типового образца (весовой?): Na₂O 1.85, K₂O 0.90, CaO 2.07, Al₂O₃ 27.50, Cl 22.96, SO₃ 0.82, H₂O⁺ 24.99, H₂O⁻ 25.13, сумма 100.58. Рентгенограмма (интенс. л, *d*, *I*): 8.76(80), 8.1(100), 7.03(60), 4.43(50), 2.69(80), 2.44(50). Впервые описан в 1941 г. в небольшом эпитермальном выходе сульфатов в районе Серро Пинтадос (типовое место), но до сих пор имел статус сомнительного минерального вида; позднее установлен в районе Барранка дель Сульфато и на м-нии Мария (Чили) с галитом, ангидритом, ярозитом. Наван в честь американского натуралиста Чарльза М.Б.Кадваладера (С.М.В. Cadwalader, 1885–1959). *Peterson R.C., Metcalf M., Kampf A.R., Contreira Filho R.R., Reid J., Joy B.*; Canad. Miner. 2019, Vol. 57, N 6, p. 827–841; *Gordon S.G.* Proceedings Academy Natural Sci. Philadelphia. 1941, N 80; Шуб-*никова О.М.* Труды ИГН. 1947, вып. 74, минералого-геохимическая сер. № 15, с. 19

ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, АРСЕНИТЫ, ВАНАДАТЫ

38. Ксенофиллит (xenophyllite) – Na₄Fe₇(PO₄)₆. Трикл.с. *P*1 или *P*1. *a* = 9.643, *b* = = 9.633, c = 17.645 Å, $\alpha = 88.268$, $\beta = 88.16^\circ$, $\gamma = 64.83^\circ$. Z = 3. Ламелли до 20 × 150 мкм, обычно рассеченные зернами саркопсида. Полупрозрачный. Цв. глубовато-зеленый до серо-зеленого. Черта белая. Бл. стекл. Тв. 3.5-4. Сп. совершенная по {010}. Плотн. 3.58 (изм.), 3.53 (выч.). Двуосный (–). $n_p = 1.675$, $n_m = 1.681$, $\hat{n_g} = 1.681$. Плеохроизм: по *Np* – желто-зеленый, по *Ng* – серо-зеленый. Хим. для голотипа (м.з.): Na₂O 10.9, K₂O 0.4, MnO 5.8, FeO 42.1, Cr₂O₃ 0.8, P₂O₅ 40.7, сумма 100.7. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.860(56)(003), $3.188(47)(\overline{12}4, 310,130,\overline{11}5),$ 3.020(100)(321,132), 7.47(32)(111), 2.719(67)(025,225), 2.703(77)(330,214), 2.568(39)(303,116), 2.395(31)(135,420,240). B docфид-фосфатном комлексе в троилитовых нодулях железного метеорита Августиновка (Украина) с шрейберзитом, хромитом и пентландитом. Название от греческих слов ξενος (xenos пришелец) и φύλλο (fyllo, leaf листочек), отражающих происхождение минерала и его внешний вид. Britvin S.N., Krivovichev S.V., Obolenskaya E.V., Vlasenko N.S., Bocharov V.N., Bryukhanova V.V. Minerals. 2020, Vol. 10, N 4, # 300. DOI: 10.3390/min10040300.

39. Петерсит-(La) [petersite-(La)] – $Cu_6La(PO_4)_3(OH)_6^{23}H_2O$ – серия петерсита, гр. миксита. Гекс.с. $P6_3/m$. a = 13.367, c = 5.872 Å. Z = 2. Игольчатые до гекс. столбчатых кристаллы до 200 × 5 мкм, удлиненные по [001]. Возможные призмат. формы: {001}, {100} или {110}. Радиальные агрегаты кристаллов с шелков. бл. Цв. желтовато-зеленый. Тв. ~ 3. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.33 (выч.). Одноосный (+). $n_o = 1.680$, $n_e = 1.767$. Плеохроизм: от светло-зеленого до желтовато-зеленого. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): CuO 50.35, FeO 0.08, CaO 2.32, Y₂O₃ 1.08, La₂O₃ 2.68,

Се₂O₃ 2.22, Nd₂O₃ 2.18, Sm₂O₃ 0.42, P₂O₅ 14.92, As₂O₅ 10.21, SiO₂ 2.08, H₂O 13.70 (выч.), сумма 102.24. Рентгенограмма (интенс. л.): 11.578(100)(100), 4.377(28)(210,120), 3.509(18)(211,121), 3.211(10)(310,130), 2.898(14)(221,400), 2.656(10)(320,230), 2.526(11)(410,140), 2.438(25)(212,122). В обломке песчаника осадочного комплекса Кумано, Кива, преф. Миэ (Япония) с минералами гр. миксита, хризоколлой, псевдомалахитом и малахитом. Назван по составу и за сходство с минералами серии петерсита. *Nisyio-Hamane D., Ohnishi M., Shimobayashi N., Momma K., Miyawaki R., Inaba S.* J. Miner. Petrol. Sci. 2020, Vol. 115, N 3, p. 286–295.

40. Джансит-(CaMnZn) [jahnsite-(CaMnZn)] – CaMn³⁺Zn₂Fe₂³⁺(PO₄)₄(OH)₂•8H₂O. Гр. джансита. Монокл.с. *P2/a. a* = 15.059, *b* = 7.1885, *c* = 10.031 Å, β = 111.239°. Z = 2. Тонкие корочки и эпитаксические срастания пластинчатых кристаллов ортогональной ориентации до 100 мкм, удлиненных по [100] и уплощенных по {001}. Цв. коричневый до коричневато-желтого. Сп. хорошая по {001}. Плотн. 2.87 (выч.). Двуосный (–). *Ng* = *b.* n_p = 1.675, n_m = 1.686, n_g = 1.691, 2V = 68° (выч.). Даны ИК- и мёссбауэровский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн. из 6 опр): ZnO 6.76, CaO 3.72, MnO 13.7, MgO 0.82, FeO 1.04, Fe₂O₃ 22.1, P₂O₅ 31.7, H₂O 18.2 (выч. по стр-ре), сумма 98.04. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.356(40)(001), 5.018(43)(210), 4.677(32)(002), 3.509(30)(400), 2.853(100)(022). В пегматите Хагендорф-Зюд, Бавария (Германия) с джанситом-(CaMnZn), джанситом-(CaMnMn), митридатитом и шмидитом. Назван в соответсвии с номенклатурой минералов гр. джансита (Катрf et al., 2019). *Grey I.E., Keck E., Kampf A.R., MacRae C.M., Cashion J.D., Glenn A.M.* Міпег. Mag. 2020, Vol. 84, N 4, p. 547–553.

41. Аммониотинслейит (ammoniotinsleyite) – (NH₄)Al₂(PO₄)₂(OH)•2H₂O. Монокл.с. $P2_1$ /п. a = 9.5871, b = 9.6089, c = 9.6467 Å, $\beta = 103.4461^\circ$. Z = 4. Изоструктурен с тинслейитом, сфенисцидитом и лейкосфенитом. Агрегаты удлиненных фрагментов кристаллов до 10–15 мкм. Полупрозрачный до прозрачного. Цв. розовый до бледно-фиолетового. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 4. Изл. неровн. Плотн. 2.42 (изм.), 2.451 (выч.). Одноосный (+). В пр. св. бледно-розовый. $n_o = 1.557$, $n_e = 1.559$. $2V = 75^\circ$ (изм.). Дан ИК-спектр. Хим. (SEM EDS, средн. из 4 опр.): (NH₄)₂O⁺ 7.25, K₂O 1.50, MgO 0.42, CaO 0.34, Al₂O₃ 29.91, Fe₂O₃ 2.36, P₂O₅ 43.97, H₂O 14.89 (выч.), сумма 100.64.

Рентгенограмма (интенс. л.): 7.56(23)(101), 6.71(79)(011,110), 5.947(100)(101,111), 4.676(36)(002,200), 3.032(28)(113,031,130), 2.958(25)(222,310,131), 2.635(29)(231). На мнии гуано в районе Пабельон де Пика, пров. Икике, Тарапака (Чили) с галитом, гипсом, нашатырем и глинистыми минералами. Назван по составу и за сходство и тинслейитом. *Chukanov N.V., Möhn G., Pekov I.V., Zubkova N.V., Ksenofontov D.A., Belakovskiy D.I., Vozchikova S.A., Britvin S.N., Desor J.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 5, p. 705–711.

42. Манганоарроядит-(KNa) [manganoarrojadite-(KNa)] _ -KNa₅Mn-Fe₁₃Al(PO₄)₁₁(PO₃OH)(OH)₂ – гр. ярродита. Монокл.с. *Сс. a* = 16.5345, *b* = 10.0406, *c* = = 24.6261 Å, β = 105.8918. Z = 4. Агрегаты ангедральных слегка удлиненных зерен до 1 × 1.5 см. Цв. оливково-зеленый. Черта бледно-зеленая. Бл. стекл. до смол. Сп. хорошая по (вероятно) {001}. Тв. 4.5. Изл. неровн., ступенч. Плотн. 3.53 (выч.). Двуосный (-). $n_p = 1.658$, $n_m = 1.666$, $n_g = 1.670$, $2V = 67^{\circ}$ (изм.), 70° (выч.). Плеохроизм очень слабый: по $Np \approx Nm$ — очень бледно-зеленый, по Ng — бледно-зеленый. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из11 опр): Na₂O 6.97, K₂O 1.78, CaO 0.31, MgO 2.17, MnO 12.30, FeO 31.17, Al₂O₃ 2.43, P₂O₅ 40.48, F 0.30, H₂O 1.32 (выч. по стехиометрии), -O=F₂ 0.13, 99.10. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.902(24)(202), 5.025(24)(020), сумма 3.208(47)(206,132), 3.048(100)(514,424), 2.758(24)(602), 2.704(70)(226). В фосфат-содержащем гранитном пегматите Палермо майн № 1, шт Нью-Гэмпшир (США) с вивианитом, гояцитом, кварцем и кальцитом. Lykova I., Rowe R., Poirier G., Helwig K., Frils H. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 932-940.

43. Ниасит (niasite) — $Ni_{4.5}^{2+}$ (AsO₄)₃. Тетр.с. $I\overline{4}2d$. a = 6.8046, c = 18.6190 Å. Z = 4. Диморфен с йохангеоргенштадтитом. Сахаристые агрегаты неправильных, округлых зерен или коротких призм до 50 мкм. Цв. фиолетово-красный до красно-оранжевого. Черта бледно-розовая. Прозрачный. Бл. смол. до субалмаз. Тв. ~ 4. Хрупкий. Изл. раков. Плотн. 5.222 и 5.245 (выч. по эмпир. и идеальной ф-лам). Одноосный (–). $n_o =$ = 1.925, $n_e =$ 1.855. Плеохроизм отчетливый: по No – бежевый, по Ne – темно-розовый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): Na₂O 0.08, Ag₂O 0.06, FeO 0.29, NiO 40.38, CoO 7.26, CuO 0.13, Al₂O₃ 0.15, As₂O₅ 51.03, сумма 99.38. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.274(18)(105), 3.008(25)(211), 2.752(100)(204,213), 1.706(21)(219,400), 1.678(28)(325,402,228), 1.446(13)(424). В коллекционном образце из Йохангеоргенштадта, Саксония (Германия) с йохангеоргенштадтитом, эгирином, бунзенитом, кварцем, рузвельтитом и ксантиозитом. Название от составляющих минерал элементов – никеля и мышьяка (As). Kampf A.R., Nash B.P., Plášil J., Smith J.B., Feinglos M.N. Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 3, p. 373–385.

44. Йохангеоргенштадтит (johanngeorgenstadtite) – $N_{4,5}^{2+}$ (AsO₄)₃. Монокл.с. *C2/c. a* = 11.933, *b* = 12.753, *c* = 6.6956 Å, β = 113.302°. *Z* = 4. Диморфен с ниаситом. Сахаристые агрегаты неправильных, округлых зерен или коротких призм до 70 мкм. Цв. розово-оранжевый. Черта бледно-розовая. Прозрачный. Бл. смол. до субалмаз. Тв. ~ 5. Хрупкий. Изл. икривл. и ступенч. Предполагаемые пл. спайности {010}, {110} и {110}. Плотн. 4.801 и 4.808 (выч. по эмпир. и идеальной ф-лам). Двуосный (–). n_p = 1.83, n_m = 1.86, n_g = 1.88, 2V = 78° (изм.), 77.3° (выч.). Плеохроизм отчетливый: по *Np* – фиолетовый, по *Nm* –светло-оливковый, по *Ng* – желтый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): NiO 39.12, CoO 8.23, CuO, 1.54, As₂O₅ 51.12, сумма 100.01. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.514(16)(310,202), 3.215(48)(112,131), 3.076(18)(002,221), 2.748(100)(330,240), 2.623(20)(402,132), 1.948(17)(530), 1.661(28)(204), 1.585(16)(640). В коллекционном образце из Йохангеоргенштадта, Саксония (Германия) с ниаситом, эгирином, буезенитом, кварцем, рузвельтитом и ксантиозитом. Назван по месту нахолики. *Kampf A.R., Nash B.P., Plášil J., Smith J.B., Feinglos M.N.* Еигор. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 3, p. 373–385.

45. Жанкемпит (jeankempite) – Ca₅(AsO₄)₂(AsO₃OH)₂(H₂O)₇. Трикл.с. *P*I. *a* = 6.710, *b* = 14.901, *c* = 15.940 Å, α = 73.583°, β = 81.984°, γ = 82.754°. *Z* = 3. Пучки пластинок, уплощенных по {011} до 1 мм толщиной. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный до белого. Черта белая. Бл. жирный. Хрупкий. Тв. 1.5. Сп. совершенная по {011}. Плотн. 2.92 (изм.), 2.93 (выч.). Двуосный (+). *cNp* = 45°, *bNm* = 35°, *aNg* = 27°. *n_p* = = 1.601, *n_m* = 1.607, *n_g* = 1.619, 2*V* = 72°(изм.), 71°(выч.). Дисперсия слабая, *r* < *v*. Плеохроизм отсутствует. Даны ИК- и рамановский спектры. Приведены кривые TГА. Хим. (м.з., EMPA, средн из 7 опр): As₂O₅ 51.54, SO₃ 0.03, CaO 31.26, MgO 0.06, Na₂O 0.12, H₂O 16.18 (выч. по стр-ре), сумма 99.19. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.25(100)(011), 5.39(80)(112, 111,111), 3.791(41)(024,122,133), 3.180(60)(221,114), 2.954(86)(114,051,203), 2.854(46)(141,221,230), 1.7995(34)(336,314), 1.6278(32)(082,366,411,325,187). На м-нии Мохок майн, округ Кивино, шт. Мичиган (США) с кальцитом, анкеритом и некоторыми медными арсенидами. Назван в честь американского минералога Жана Петермана Кемпа Циммера (Jean Petermann Kemp Zimmer, 1917–2001). *Olds T.A., Kampf A.R., Dal Bo F., Burns P.C., Guo X., McCloy J.S.* Miner. Mag., 2020, Vol. 84, N 6, p. 959–969.

46. Панснерит (pansnerite) – $K_3Na_3Fe_6^{3+}(AsO_4)_8$. Ромб.с. *Стее.* a = 10.7372, b = 20.8367, c = 6.47335 Å. Z = 2. Таблитч. или пластинч., обычно гекс. кристаллы до 0.3 мм, редко до 1 мм, уплощенные по {010}. Их кластеры до 2 мм. Основная форма {010} (пинакоид). Прозрачный или полупрозрачный. Цв. бледно-зеленоватый до светло-зеленого, желтовато-зеленоватого или желтоватого. Черта белая. Хрупкий. Бл. стекл. Изл. ступенч. Тв. ~ 3. Плотн. 3.596 (выч.). Двуосный (–). Np = b, Nm и Ng лежат в плоскости *ac.* $n_p = 1.702$, $n_m = 1.713$, $n_g = 1.717$, $2V = 45^\circ$ (изм.), 62° (выч.). Дисперсия очень сильная, r > v. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): Na_2O 6.39, K_2O 8.52, CaO 0.08, MgO 0.08, MnO 0.02, NiO 0.02, CuO 1.35, ZnO 0.34, Al₂O₃ 7.35,

 Cr_2O_3 0.04, Fe_2O_3 16.72, SiO_2 0.16, P_2O_5 0.22, V_2O_5 0.09, As_2O_5 57.76, SO_3 0.04, сумма 99.18. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.49(100)(020), 5.380(88)(111), 4.793(65)(220), 3.105(46)(311,002), 3.079(32)(112,061), 2.932(35)(260), 2.783(65)(202), 2.694(52)(400,222). В продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с афтиталитом, гематитом, санидином, бадаловитом, хреновитом, ахирофанитом, арсенонатротитанитом, озероваитом, тилазитом, кальциойохиллеритом, никеничитом, свабитом, катиарситом, юрмаринитом, ангидритом, рутилом, касситеритом и псевдобрукитом. Назван в честь немецко-русского минералога и географа, первого директора Российского минералогического общества Лаврения Ивановича Панснера (Lavrentiy Ivanovich Pansner, первоначальное немецкое имя Johann Heinrich Lorenz von Pansner или Panzner, 1777–1851). *Pekov I.V., Zubkova N.V., Koshlyakova N.N., Agakhanov A.A., Belakovskiy D.I., Vigasina M.F., Yapaskurt V.O., Britvin S.N., Turchkova A.G., Sidorov E.G.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 1, P. 143–151.

47. Бадаловит (badalovite) — NaNaMg(MgFe³⁺)(AsO₄)₃ — гр. аллюодита. Монокл.с. C2/c. a = 11.9034, b = 12.7832, c = 6.66340 Å, $\beta = 112.523^{\circ}$. Z = 4. Остроугольные призмат. кристаллы до $1 \times 1 \times 5$ мм, их агрегаты. Предположительные простые формы: {100}, {010}, {011} и {201}. Прозрачный. Цв. бледно-зеленый до зеленого, зеленоватосерый до серого, голубовато-зеленоватый, зеленовато-желтый до ярко-желтого или медово-желтого, иногда бесцветный. Черта белая до бледно-зеленоватой или бледножелтоватой. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. 3.5. Плотн. 4.016 (выч.). В пр. св. бесцветный, не плеохроирует. Двуосный (-). $Nm = b. n_p = 1.753, n_m = 1.757, n_g = 1.758, 2V =$ $= 50^{\circ}$ (изм.), 53° (выч.). Дисперсия сильная, r > v. Дан рамановский спектр. Хим. голотипа (м.з., WDS, средн. из 6 опр): Na₂O 9.23, K₂O 0.19, CaO 2.04, MgO 13.78, MnO 0.31, CuO 0.12, ZnO 0.24, Al₂O₃ 0.06, Fe₂O₃ 12.77, TiO₂ 0.01, SiO₂ 0.06, P₂O₅ 0.33, V₂O₅ 0.05, As₂O₅ 61.51, SO₃ 0.02, сумма 100.72. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.41(38)(020), 5.505(20)(200), $3.577(23)(\overline{131}), 3.523(25)(310), 3.211(46)(\overline{112}), 2.911(28)(\overline{222},\overline{312}), 2.765(100)(240,400),$ 2.618(26)(132). В продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с гематитом, теноритом, касситеритом, йохиллеритом, никенихитом, кальциойохиллеритом, брадачекитом, метатенардитом, афтиталитом, лангбейнитом, кальциолангбейнитом, санидином, фторфлогопитом, флюоборитом, тилазитом, ангидритом, псевдобрукитом, сильвином, галитом, ламмеритом, урусовитом, эриклаксманитом, арсмирандитом, свабитом, крашенинниковитом, эвхлорином, вульфитом и алюмоключевскитом. Назван в честь русского минералога и геохимика Степана Тиграновича Бадалова (Stepan Tigranovich Badalov, 1919–2014). Pekov I.V., Koshlvakova N.N., Agakhanov A.A., Zubkova N.V., Belakovskiy D.I., Vigashina M.F., Turchkova A.G., Sidorov E.G., Pushcharovsky D.Yu. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 4, p. 616–622.

48. Стерджиуит (stergiouite) — CaZn₂(AsO₄)₂·4H₂O. Монокл.с. *Pc. a* = 9.416, *b* = 5.300, *c* = 10.893 Å, β = 91.767°. *Z* = 2. Агрегаты пластинчатых кристаллов до 200х100х5 мкм. Простые формы: {100}, {100} (доминантные), {010}, {001}, {001}, {101}, {101}, {101} и {101} (подчиненные). Цв. белый до бесцветного. Черта белая. Бл. перл. Хрупкий. Тв. ~ 3. Сп. совершенная по {100}. Плотн. 3.1 (изм.), 3.183 (выч.). Двуосный (–). *Np* ~ \perp (100), *Nm* || [010]. n_p = 1.561, n_m = 1.619, n_g = 1.621, 2*V* = 20° (изм.). Дисперсия очень слабая, *r* < *v*. Хим.(м.з., средн. из 9 опр.): As₂O₅ 42.93, Sb₂O₅ 2.45, CaO 10.90, ZnO 29.79, H₂O 13.81 (выч. по стр-ре), сумма 99.88. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.406(100)(100), 4.619(80)(102,110), 3.612(35)(202), 3.494(35)(112), 2.984(60)(212), 2.922(50)(212), 2.720(20)(004), 2.647(25)(020). В сев. части рудного района Лаврион (Греция) с галенитом, сфалеритом, сам. мышьяком и серой. Назван в честь греческого геолога Василиса Стерджиу (Vasilis Stergiou, b. 1958). *Rieck B., Giester G., Lengauer C.L, Chanmuang C., Topa D.* Miner. Petrol. 2020, Vol. 114, N 4, p. 319–327.

49. Монтенероит (monteneroite) – $Cu^{2+}Mn_2^{2+}(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$. Монокл.с. *C2/m. a* = 10.3673, *b* = 13.713, *c* = 4.8420 Å, β = 105.992°. *Z* = 2. Обладает стр-рой типа вивианита. Прозрачный. Толстые пластинки длиной до ~2.5 мм, удлиненные по [001] и уплощенные по {010}. Простые формы {010}. {110}, {101} и {301} (дан чертеж). Цв. светло-зеленый. Черта белая. Бл. стекл. Тв. ~ 2. Отчасти режется ножом. Сп. совершенная по {010} и несовершенная по {001}. Изл. ступенч. Плотн. 2.97 (изм.), 2.983 и 2.988 (выч. по эмпир. и идеальной ф-лам). Быстро раств. при комн. т-ре в разбавл. НСІ. Двуосный (+). Np = b, $cNg = 52^{\circ}$. $n_p = 1.604$, $n_m = 1.637$, $n_g = 1.688$, $2V = 80^{\circ}$ (изм.), 79.8° (выч.). Дисперсия слабая, r < v. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр): CaO 11.97, MnO 25.57, As₂O₅ 39.30, H₂O 24.56 (выч. по стр-ре), сумма 101.40. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.08(38)(110), 6.86(100)(020), 4.507(50)(111), 3.287(75)(131,310), 3.032(94)(311,201), 2.751(88)(041,221), 2.372(44)(112,151,421). На м-нии Монте Неро, Лигурия (Италия) с браунитом, медью, купритом, родохрозитом и страшимиритом. Назван по месту находки. *Катрf А.R., Plášil J., Nash B.P, Ciriotti M.E., Castellaro F., Chi-appino L.* Міпет. Маg. 2020, Vol. 84, N 6, р. 881–887.

50. Цинкобрадачекит (zincobradaczekite) – NaCuCuZn₂(AsO₄)₃ – гр. аллюодита. Монокл.с. C_2/c . a = 12.0375, b = 12.4500, c = 7.2213 Å, $\beta = 117.506^{\circ}$. Z = 4. Косоуловатые призмат. кристаллы до $0.02 \times 0.02 \times 0.08$ мм, обычно плохо оформленные, иногда сильно искаженные. Прозрачный. Цв.синий, зеленовато-синий, серо-синий, иногда с лиловым оттенком. Черта бледно-голубая. Бл. стекл. Хрупкий. Одна несовершенная спайность. Изл. неров. Тв. 3.5. Плотн. 4.713 (выч.). Двуосный(-). Nm = b. n_p = 1.786, *n_m* = 1.846, *n_g* = 1.90, 2*V* = 80° (изм.), 84° (выч.). Дисперсия сильная, *r* > *v*. Плеохроизм сильный: по Np – розовато-фиолетовый, по Nm – серовато- до сине-зеленого, по Ng – темно-зеленый. Дан рамановский спектр Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): Na₂O 4.07, K₂O 0.53, CaO 0.01, MgO 0.71, MnO 0.01, CuO 19.89, ZnO 24.21, Al₂O₃ 0.02, Fe₂O₃ 0.90, TiO₂ 0.03, P₂O₅ 0.41, V₂O₅ 1.05, As₂O₅ 47.10, SO₃ 1.01, сумма 99.95. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.21(31)(020), 3.416(70)(310,12), 3.200(17)(002), 2.779(23)(402), 2.691(100)(132,240),1.841(20)(152), 1.680(14)(642). В сублиматах фумаролы Ядовитая, Второй шлаковый конус Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с брадачекитом, ламмеритом, ламмеритом-В, борисенкоитом, масбёрнейитом, санидином, гематитом, теноритом, псевдолионситом, лионситом, староваитом, рутилом, трипугиитом, псевдобрукитом, пийпитом, лангбейнитом, кальциолангбейнитом, афтиталитом, алюмоключевскитом и пальмьеритом. Назван по составу и за сходство с брадачекитом. Pekov I.V., Lykova I., Koshlyakova N.N., Belakovskiy D.I., Vigasina M.F., Turchkova A.G., Britvin S.N., Sidorov E.G., Scheidl K.S. Phys. Chem. Miner. 2020, Vol. 47, N 8, # 36.

51. Арсмирандит (arsmirandite) – $Na_{18}Cu_{12}Fe^{3+}O_8(AsO_4)_8Cl_5$. Монокл.с. C2/m. a == 10.742, b = 21.019, c = 11.787 Å, β = 117.06°. Z = 2. Отдельные кристаллы до 20 × 20 × 30 мкм, тонкие корочки до 2 × 3 см. Почти непрозрачный. Цв темно-серовато-зеленый до оливково-зеленовато-черного. Черта зеленая. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 416 (тв. 4.5 -выч.). Плотн. 3.715 (выч.). В отр. св. темно-серый. Двуотражение слабое. Анизотропия очень слабая. *R*_{min} и *R*_{max} на воздухе (%): 7.3 и 7.6 при 470 нм, 6.9 и 7.2 при 546, 6.8 и 7.1 при 589, 6.7 и 7.0 при 650 нм. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим.(SEM EDS, средн. из 5 опр.): Na₂O 20.04, K₂O 0.91, CaO 0.12, PbO 0.67, MgO 0.17, MnO 0.03, CuO 35.37, ZnO 0.25, Al₂O₃ 0.03, Fe₂O₃ 2.79, TiO₂ 0.29, SiO₂ 0.05, P₂O₅ 0.07, V₂O₅ 0.04, As₂O₅ 34.46, SO₃ 0.25, Cl 6.41, -O=Cl 1.45, сумма 100.50. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.58(79)(001,020), 8.74(100)(110,111), 5.381(46)(201), 5.288(80)(002,040), 3.770(33)(201,241,203), 2.693(28)(402,133,171,134,172), 2.643(30)(004,080),2.574(74)(242,261,244,263). В сублиматах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с леманитом, гематитом, санидином, сильвином, галитом, теноритом, касситеритом, рутилом и различными арсенатами и сульфатами. Название отражает присутствие мышьяка (arsenik) и очень необычную структуру (от латинского слова mirandus, удивительная). Pekov I.V., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Koshlyakova N.N., Polekhovsky Yu.S., Göttlicher J., Chukanov N.V., Vigasina *M.F., Krivovichev S.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G.* 3PMO. 2020, T. 149, № 3. C. 1–17; *Briv-* in S.N., Pekov I.V., Yapaskurt V.O., Koshlyakova N.N., Göttlicher J., Krivovichev S.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Scientific Reports. 2020, Vol. 6, N 10: 6345; DOI.org/10.1038/s41698-020-63109-1.

52. Леманит (lehmannite) – Na₁₈Cu₁₂Ti⁴⁺O₈(AsO₄)₈FCl₅. Монокл.с. *C*2/*m*. *a* = 10.8236, b = 21.1077, c = 11.8561 Å, $\beta = 117.195^{\circ}$. Z = 2. Отдельные кристаллы до $20 \times 20 \times 30$ мкм, тонкие корочки до 2 × 3 см. Почти непрозрачный. Цв темно-серовато-зеленый до оливково-зеленовато-черного. Черта зеленая. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.676 (выч.). В отр. св. темно-серый. Двуотражение слабое. Анизотропия очень слабая. R_{min} и R_{max} на воздухе (%): 8.1 и 8.7 при 470 нм, 7.9 и 8.5 при 546, 7.6 и 8.4 при 589, 7.6 и 8.3 при 650 нм. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (SEM EDS, средн. из 8 опр.): Na₂O 20.62, K₂O 0.31, CaO 0.51, CuO 34.24, Fe₂O₃ 0.63, TiO₂ 2.53, SnO₂ 0.62, SiO₂ 0.06, Р₂O₅ 0.23, As₂O₅ 33.04, SO₃ 0.43, F 0.53, Cl 7.13, -O=(F,Cl) 1.83, сумма 99.05. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.52(65)(020,001), 8.74(100)(111,110), 5.419(36)(201), 5.273(74)(040,002), 3.772(37)(241,203,201), 2.636(43)(080,004), 2.573(98)(263,244,261,242), 1.889(33)(482, 406,402). В сублиматах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с арсмирандитом, гематитом санидином, сильвином, галитом, теноритом, касситеритом, рутилом и различными арсенатами и сульфатами. Назван в честь немецкого и русского минералога Иоганна Готлоба Лемана (Johann Gottlob Lehmann, 1719–1767). Pekov I.V., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Koshlyakova N.N., Polekhovsky Yu.S., Göttlicher J., Chukanov N.V., Vigasina M.F., Krivovichev S.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. 3PMO. 2020, T. 149, № 3. C. 1–17; Brivin S.N., Pekov I.V., Yapaskurt V.O., Koshlyakova N.N., Göttlicher J., Krivovichev S.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Scientific Reports. 2020, Vol. 6, N 10: 6345; DOI.org/10.1038/s41698-020-63109-1.

53. Фулбрайтит (fulbrightite) — $Ca(VO)_2(AsO_4)_2 \cdot 4H_2O$. Арсенатный аналог синкозита. Трикл.с. *P*1. *a* = 6.434, *b* = 6.480, *c* = 6.718 Å, α = 107.90°, β = 94.06°, γ = 90.06°. Z = 1. Квадратные пластинки до 0.5 мм, уплощенные по (001), иногда усеченные по углам, их субпараллельные срастания, образующие розетки. Простые формы: (100), (100), (010), (010), (001), (001), (110) и (110). Цв. – различные тона зеленого и коричневого. Черта бесцветная до бледно-зеленой. Бл. стекл. до перлам. Тв. ~ 2.5. Хрупкий. Отдельные очень тонкие пластинки гибкие. Сп. совершенная по (001), хорошая по (100) и несовершенная по (110) и (110). Изл. ступенч., неправ. и искривл. Плотн. 3.12 (изм.), 3.264 и 3.272 (выч. по эмпир. и идеальной ф-лам). Даны ИК- и рамановский спектры. Двуосный (–). $Np \approx c. n_p = 1.675, n_m = 1.718, n_g = 1.718, 2V = 5^{\circ}$ (изм.). Хим. голотипа (м.з., EMPA-WDS, средн из 15 опр): CaO 10.19, VO₂ 30.52, V₂O₅ 0.67, As₂O₅ 41.57, H₂O 13.32 (выч. по стр-ре), сумма 96.27. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.4126(69)(001), 3.2063(18)(002), 3.1971(35)(200), 3.1923(37)(021), 3.0926(36)(020), 2.9499(18)(201),2.2728(15)(221). На м-нии Пакрат, шт. Колорадо (США) (голотип) с паскоитом, фармаколитом, гейтуэйитом, моррисонитом, пакраитом и ванарситом. Найден также на м-нии Ровност, Яхимов (Чехия) (котип). Назван в честь американского горного инженера Джесса Фулбрайта (Jess Fuibright, b. 1958). Kampf A.R., Cooper M.A., Nash B.P., Marty J., Adams P.M., Plášil J., Sejkora J. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 5, p. 663–671.

54. Маурициодиниит (mauriziodiniite) – NH₄(As₂O₃)₂I – йодный аналог лукабиндиита. Гекс.с. *Р6/ттт. a* = 5.289, *c* = 9.317 Å. Z = 1. Гекс. пластинки со скошенными углами до 0.3 мм. Простые формы: {100}, {101}, {001} (дан чертеж). Прозрачный. Черта белая. Бл. перл. до алмазн. Режется ножом, гибкий, но не эластичн. Сп. совершенная по {001}. Изл. неправ. Плотн. 3.916 и 3.977 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Одноосный (–). $n_o = 2.07$ (выч.), $n_e = 1.770$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 3 опр.): (NH₄)₂O 4.43, K₂O 0.29, As₂O₃ 71.83, I 21.27, Cl 0.22, –O = I + Cl 1.39, сумма 96.65. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.35(29)(001), 4.644(19)(002), 3.269(100)(102), 2.644(71)(110), 2.554(42)(103,111), 1.8460(20)(203), 1.6232(27)(212), 1.5241(36)(300,115). Вторичный на м-нии Торресильяс, пров. Икике (Чили) с кальцитом, кватрокараитом-(NH₄), лавендуланом, магнезиокоритнигитом и торресильяситом. Назван в честь итальянского любителя минералов Маурицио Дини (Maurizio Dini, b. 1968). *Kampf A.R., Nash B.P., Molina Donoso A.A.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 2, P. 267–273.

55. Халилсарпит (halilsarpite) – $[Mg(H_2O)_6][CaAs_2^{3+} (Fe_{2.67}^{3+}Mo_{0.33}^{6+})(AsO_4)_2O_7]$ – арсенатный аналог валентаита. Ромб.с. *Ітта. a* = 26.4890, *b* = 7.4205, *c* = 10.4378 Å. Z = 4. Сферулы до 0.1 мм, состоящие из слоев пластинок в несколько десятков мкм и толщиной 1–2 мкм. Одна различимая форма {100}. Цв. лимонно-желтый. Бл. стекл. Хрупкий. Сп. совершенная по {100}. Плотн. 2.89 (выч.). Двуосный (–). *Np* = *a.* n_p = 1.646, n_m = 1.765, n_g = 1.815, 2V = 62° (изм.). Дисперсия слабая, r < v. Плеохроизм в желтых тонах. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 16 опр.): Na₂O 0.36, K₂O 0.04, MgO 2.74, CaO 4.25, Fe₂O₃ 22.3 (общее по стр. данным), MoO₃ 8.83, P₂O₅ 0.25, As₂O₃ 22.2, As₂O₅ 24.7, H₂O 12.2 (выч. по стр. данным), сумма 97.87. Рентгенограмма (интенс. л.): 13.28(100)(200), 9.710(16)(101), 6.737(20)(301), 6.042(18)(011), 4.462(33)(411), 3.018(36)(022), 2.799(14)(802). На руднике Оумлил, Бу-Аззер (Марокко) со смольяниновитом, карибибитом, Al-содержащим скородитом и фармакосидеритом. Назван в честь швейцарского минералога турецкого происхождения Халила Сарпа (Halil Sarp, b. 1944). *Husdal T., Grey I.E., Friis H., Dal Bo F., Катрf А.R., MacRae C.M., Mumme W.G., Ljøstad O.-T., Shanks F.* Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 1, P. 89–98.

56. Смамит (smamite) – Ca₂Sb(OH)₄[H(AsO₄)₂] · 6H₂O. Трикл.с. $PI. a = 5.8207, b = 8.0959, c = 8.21296 Å, <math>\alpha = 95.8343^\circ$, $\beta = 110.762^\circ$, $\gamma = 104.012^\circ$. Z = 1. Агрегаты до 0.5 мм линзовидных кристаллов. Прозрачный. Цв. белый до бесцветного. Черта белая. Бл. стекл. Тв. ~ 3.5. Хрупкий. Изл. искривл. Плотн. 2.72 (изм.), 2.709 (выч.). Не раств. в воде, быстро раств. в разбавл. HCl при комнатной т-ре с медленным осаждением белого Sb-оксихлорида. Двуосный (–). $n_p = 1.556, n_m = 1.581, n_g = 1.588, 2V = 54^\circ$ (изм.), 55.1° (выч.). Дисперсия слабая, r > v. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): CaO 17.34, Sb₂O₅ 23.92, SiO₂ 0.12, As₂O₅ 34.93, H₂O 23.50 (выч. по стр-ре), сумма 99.81. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.56(41)(010,001), 6.03(60)(011), 5.66(47)(110),5.07(100)(111), 3.992(43)(101,102), 3.783(36)(120,002,021), 2.858(51)(120,112,221,211). Гипергенный на мнии Гифтгрюбе, Роенталь, рудный район Сент-Мари-о-Мин (Франция) с фармаколитом, флюкитом, кварцем, карбонатами (кальцитом и доломитом). Название по аб-бревиатуре района Сент-Мари-о-Мин. *Plášil J., Kampf A.R., Meisser N., Lheur C., Brunsperger T., Šcoda R.* Amer. Miner. 2020, Vol. 105, N 4, p. 555–560.

57. Куяит (cuyaite) – Ca₂Mn³⁺As₁₄³⁺O₂₄Cl. Монокл.с. *Pn. a* = 14.7231, *b* = 5.58709, *c* = = 17.4185 Å, β = 112.451°. Z = 2. Тонкие разнонаправленные иголочки до 300 × 15 мкм, удлиненные по [010] и уплощенные по {101}, их субпараллельные срастания. Простые формы: {101}, {101}, {101}, {101} (призмы), {010} (базальный пинакоид), {111}, {111}, {212}, {212} (пирамиды). Прозрачный. Цв. бледно-коричневый. Черта белая или очень бледно-коричневая. Бл. алмаз., у субпараллельных срастаний шелк. Хрупкий. Тв. 2.5. Изл. неправ. Плотн. 4.140 и 4.018 (выч. по эмпир. и идеальной ф-лам). Медленно раств. при комн. т-ре в разбавл. HCl. Двуосный (–). Np = b, $aNm = 53^{\circ}$ (в тупом углу β). $n_p = 1.87$, $n_m = 1.956$ (выч.), $n_g = 1.98$, $2V = 60^{\circ}$ (изм.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): CaO 6.93, Mn₂O₃ 4.09, As₂O₃ 82.13, Sb₂O₃ 5.72, Cl 1.90, -O=Cl 0.43, сумма 100.34. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.73(45)(111,112), 3.162(100)(314), 3.035(28)(213), 3.004(37)(204), 2.931(90)(215,312,503), 2.779(28)(020). В обломке около города Куя, пров. Арика (Чили) с ангидритом, сам. мышьяком, арсенолитом, кальцитом, клаудетитом, ферринатритом, гахардоитом-3R, лейтеитом, магнезиокопиапитом, фосфосидеритом, пиритом, реальгаром и талмесситом и различными вторичными фазами, образовашимися при окислении первичных As-содержащих фаз. Назван по месту находки. Kampf A.R., Mills S.J., Nash B., Dini M., Molina Donoso A.A. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 3, p. 477–484.

58. Борисенкоит (borisenkoite) — Cu₃[(V,As)O₄]₂. Монокл.с. $P2_1/c. a = 6.3779, b =$ = 8.6021, c = 11.3597 Å, $\beta = 92.013^{\circ}, Z = 4$. Образует изоморфную серию с ламмеритом- β . Призмат. пластинчатые или стержнеобразные кристаллы до 0.04 \times 0.04 \times 0.10 мм, параллельно сросшиеся, или их радиальные агрегаты до 0.2 × 0.4 мм. Полупрозрачный. Цв. красно-коричневый, золото-коричневый или коричневый. Черта желтовато-коричневая. Бл. сильный жирный до алмаз. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 315 (тв. 4.5). Плотн. 4.69 (выч.). В отр. св. коричневато-серый. Двуотражение и анизотропия слабые. Внутренние рефлексы сильные в темно-красно-коричневых тонах. n_{средн.} = 2.15. R_{тах} и R_{min} на воздухе (%): 15.1 и 14.1 при 470 нм, 14.1 и 13.3 при 546, 13.7 и 12.8 при 589, 13.2 и 12.3 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): CuO 53.25, ZnO 1.13, Fe₂O₃ 0.16, P₂O₅ 0.03, V₂O₅ 25.06, As₂O₅ 20.44, сумма 100.07. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.309(48)(102,020), 3.854(32)(112), 3.424(40)(022,121), 2.994(48)(113,210), 2.917(50)(211), 2.868(72)(211), 2.830(100)(004), 2.782(54)(031), 2.568(38)(123,220,032). B сублиматах фумаролы Ядовитая Второго шлакового конуса Северного прорыва БТ-ТИ, Камчатка (Россия) с санидином, ламмеритом, ламмеритом-В, брадачекитом, цинкобрадачекитом, макбёрнейитом, псевдолионситом, лионситом, староваитом, теноритом, рутилом, трипугиитом, псевдобрукитом, пийпитом, лангбейнитом, кальциолангбейнитом, афтиталитом, алюмоключевскитом, пальмьеритом, купромолибдитом и корундом. Назван в честь русского геолога Леонида Федоровича Борисенко (Leonid Fedorovich Borisenko, 1922-2000). Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Polekhovsky Y.S., Vigasina M.F., Britvin S.N., Turchkova A.G., Sidorov E.G., Pushcharovsky D.Y. Phys. Chem. Miner. 2020, Vol. 47, N 3, # 17.

59. Рюдлингерит (rüdlingerite) – $Mn_2^{2+}V^{5+}As^{5+}O_7 · 2H_2O$. Монокл.с. $P2_1/n. a = 7.8289$, b = 14.5673, c = 6.7011 Å, $\beta = 93.773^\circ$. Z = 4. Призмат. кристаллы до 300 мкм в длину, удлиненные по [001]. Простые формы {010}(пинакоид), {110}, {041} и {011} (призмы). Прозрачный до полупрозрачного. Бл. стекл. Цв. светло-оранжевый, желтый до желто-оранжевого. Черта желтовато-белая. Хрупкий. Тв. 3.5. Сп. совершенная по {001}. Плотн. 3.28 (изм.). Двуосный (знак неизвестен). $cNg \sim 14^\circ$. 1.791 < $n_{cped} < 1.799$. $2V < 10^\circ$ (изм.). Плеохроизм: по Np – желтый, по Nm – оранжево-желтый, по Ng – коричневато-оранжевый. После нескольких минут нахождения в иммерсии разрушается. Дан рамановский спектр. Хим. голотипа (м.з., WDS, средн. из 16 опр): MnO 36.84, FeO 0.06, As₂O₅ 25.32, V₂O₅ 28.05, SiO₂ 0.13, H₂O 9.51 (выч. по зарядному балансу), сумма 99.91. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.28(50)(020), 6.88(40)(110), 5.34(80)(120), 3.048(100)(022), 2.730(60)(231), 2.452(40)(320), 2.344(50)(250), 2.206(60)(161). На м-ниях Фианель (голотип) и Валь Феррера (Швейцария) с ансерметитом и оксигидроокислами Fe. Назван в честь швейцарского коллекционера м-лов Готфрида Рюдлингера (Gottfried Rüdlinger, 1919–2021). Roth P, Meisser N., Nestola F, Škoda R., Camara F, Bosi F, Ciriotti M.E., Hålenius U., Schnyder C., Bracco R. Minerals. 2020, Vol. 10, N 11, # 960. DOI: 10.3390/min10110960.

 находки. Kampf A.R., Hughes J.M., Nash B.P, Marty J., Rose T.P. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 1, p. 137–151.

61. Кайнотропит (kainotropite) – Cu₄Fe³⁺O₂(V₂O₇)(VO₄). Ромб.с. *Рпта. a* = 14.139, *b* = = 6.7102, c = 11.4177 Å. Z = 4. Хорошо оформленные призмат. кристаллы до 0.04×0.05 × 0.2 мм, их кластеры до 0.1x0.25 мм. Цв. железно-черный до красновато-черного. Непрозрачный, но в мелких осколках полупрозрачный и темно-красный. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 481 (тв. 5). Плотн. 4.104 (выч.). R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 18.3 и 17.3 при 470 нм, 17.3 и 16.3 при 546, 16.9 и 15.7 при 589, 16.3 и 15.1 при 650 нм. Хим. (SEM EDS, средн. из 5 опр.): CuO 46.69, Al₂O₃ 1.40, Fe₂O₃ 10.04, TiO₂ 0.32, V₂O₅ 37.58, As₂O₅ 2.55, MoO₃ 0.76, сумма 99.34. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.89(100)(101), 5.728(33)(002), 3.698(35)(212), 3.357(52)(020,203), 3.034(77)(220), 2.968(60)(303), 2.655(27)(321,204). B сублиматах фумарол вулкана Толбачик. Голотип взят в фумароле Ядовитая Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с гематитом, лангбейнитом, кальциолангбейнитом, теноритом, пийпитом, лионситом, рутилом, псевдобрукитом, санидином и ламмеритом. Название от греческого слова καινότροπος – необычный, т.к. впервые встречен ванадат, содержащий одновременно пированадат анион $(V_2O_7)^{4-}$ и ортованадат анион $(VO_4)^{3-}$. Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Polekhovsky Y.S., Britvin S.N., Turchkova A.G., Sidorov E.G., Pushcharovsky D.Y. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 2, p. 155-165.

62. Окиит (okieite) – $Mg_3[V_{10}O_{28}]$ ·28 H_2O . Трикл.с. $P\overline{1}$. a = 10.55660, b = 10.7566, c = 21.3555 Å, $\alpha = 90.015^\circ$, $\beta = 97.795^\circ$, $\gamma = 104.337^\circ$. Z = 2. Равносторонние до призмат. кристаллы, часто искривленные до 3 мм в длину, их агрегаты. Цв. от ярко-красного до красно-оранжевого и желто-оранжевого. Черта светло-оранжево-желтая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 1.5. Изл. искривл. или раков. Плотн. 2.20 (изм.), 2.186 и 2.291 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Двуосный (–). $aNp = 37^\circ$, $cNm = 28^\circ$, $bNg = 31^\circ$. $n_p = 1.720$, $n_m = 1.745$, $n_g = 1.765$, $2V = 84^\circ$ (изм.), 82.5°(выч.). Дисперсия сильная, r < v. Быстро раств. при комн. т-ре в воде, легко дегидратируется на воздухе при относительно низкой влажности. Хим. (м.з., средн. из 6 опр., нормализ.): MgO 7.52, V₂O₅ 59.38, H₂O 33.10, сумма 100.00. На м-нии Бурро, округ Сан-Мигель (типовое место) и на м-нии Хаммер, округ Монтроз, шт Колорадо (США) с диктомссенитом на монтрозеит- и корвусит-содержащих песчаниках. Назван в честь американского геолога Крэга ("Оки") Хауэл-ла [Crag ("Okie") Howell, b. 1963]. *Катрf А.R., Adams P.M., Nash B.P., Marty J., Hughes J.M.* Сапаd. Miner. 2020, Vol. 58, N 1, p. 125–135.

63. Кейсиит (caseyite) – $[(V^{5+}O_2)_2AI_{15}(OH)_{30}][H_2V^{4+}V_9^{5+}O_{28}][V_{10}^{5+}O_{28}]_2 \cdot 116H_2O.$ Монокл.с. $P2_1/n. a = 14.123, b = 30.998, c = 21.949$ Å, $\beta = 97.961^{\circ}. Z = 2$. Конусообразные иголочки или пластинки до 0.25 мм, удлиненные по [100]. Цв. желтый. Черта бледножелтая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. искривл. Тв. 2–3. Плотн. 2.151 (выч.). Легко раств. в разбавл. HCl. Подвержен дегидратации при относительно низкой влажности. Двуосный (+). $Ng \approx a. n_p = 1.659, n_m = 1.670, n_g = 1.720, 2V = 52.6^{\circ}$ (изм.), 51.5° (выч.). Дисперсия сильная, r < v. Хим. (м.з., средн. из 7 опр., нормал.): Na₂O 0.41, K₂O 0.21, CaO 0.32, Al₂O₃ 14.78, VO₂ 1.35, V₂O₅ 45.73, SO₃ 1.73, H₂O 35.47 (выч. по стр-ре), сумма 100.00. Рентгенограмма (интенс. л. *d*, *I*): 17.798(92), 15.499(100), 12.749(26), 12.620(33), 10.869(16), 9.332(11), 9.016(14), 8.899(43). Среди низкотемпературных отработанных вторичных комплексов рудников Бурро, Пакрат и Вест Санди, шт. Колорадо (США) на разных рудниках с гипсом, баритом, хьюмалитом и поститом. Назван в честь американского геохимика Уильяма Кейси (William H. Casey, b. 1955). *Kampf A.R., Cooper M.A., Hughes J.M., Nash B.P., Hawthorne F.C., Marty J.* Amer. Miner. 2020, Vol. 105, N 1, p. 123–131; https://www.mindat.org/min-53574.html.

СУЛЬФАТЫ, СУЛЬФИТЫ, ТУЛЛУРАТЫ, ТЕЛЛУРИТЫ

64. Гликинит (glikinite) – $Zn_3O(SO_4)_2$. Монокл.с. $P2_1/m$. a = 7.298, b = 6.588, c = 7.840 Å, $\beta = 117.15^\circ$. Z = 2. Кристаллы до $0.03 \times 0.03 \times 0.15$ мкм. Бесцветный. Прозрачный. Чер-

та белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. 2–3. Плотн. 3.98 (выч.). В пр. св. бесцветный с легким голубоватым оттенком. Двуосный (+). $n_p = 1.737$, $n_m = 1.686$, $n_g = 1.671$ (выч.), $2V = 54^{\circ}$ (выч.). Дисперсия отчетливая, r > v. Хим. (м.з., EDS и WDS, средн. из 12 опр): ZnO 42.47, CuO 19.50, SO₃ 39.96, сумма 101.93. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.9684(56)(001), 3.9421(53)(101), 3.4832(100)(002), 3.2943(49)(020), 2.9364(43)(120), 2.5335(63)(201), 2.5068(63)(203), 2.3945(86)(022). В продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с лангбейнитом, ламмеритом- β , брадачекитом, эвхлорином, ангидритом, халькокианитом и теноритом. Назван в честь российского кристаллографа Аркадия Эдуардовича Гликина (Arkady Glikin, 1943–2012). *Nazarchuk E.V., Siidra O.I., Nekrasova D.O., Shiloskikh V.V., Borisov A.S., Avdontseva E.Y.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 4, p. 563–567.

65. Натроафтиталит (natroaphthitalite) – $K(Na,K)_2Na(SO_4)_2$ – гр. афтиталита. Триг.с.

РЗт. a = 5.6014, c = 7.1507 Å. Z = 1. Отдельные округлые полупрозрачные желтоватые до бесцветных кристаллы до 1 см, иногда корочки до 2 см, или водяно-прозрачные бесцветные таблитч. до пластинч. гекс. кристаллы до 2 мм. Черта белая. Простые формы: {001} (пинакоид), {100} (призма) и {102} (ромбоэдр). Черта белая. Бл. стекл. Тв. 3. Хрупкий. Сп. несовершенная по {100}. Плотн. 2.69 (изм.), 2.664 (выч.). Одноосный (+). $n_o = 1.488$, $n_e = 1.490$. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., средн. из 15 опр.): Na₂O 22.54, K₂O 26.39, SO₃ 51.78, сумма 100.71. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.010(42)(101), 3.574(15)(002), 2.877(67)(012), 2.797(100)(110), 2.007(40)(202), 1.631(12)(212), 1.617(11)(300), 1.400(10)(220). Эксгаляты в фумароле Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с ангидритом, лангбейнитом, гематитом, теноритом, санидином, йохиллеритом, тилазитом и беломаринаитом. Назван по составу и за сходство с афтиталитом. Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Belakovskiy D.I., Zubkova N.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Sidorov E.G. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 2, P. 167–181.

66. Фальгарит (falgarite) – $K_4(VO)_3(SO_4)_5$. Монокл.с. $P2_1/n. a = 8.7209, b = 16.1777, c = 14.4614 Å, <math>\beta = 106.744^\circ$. Z = 4. Отдельные изометричные или октаэдрические кристаллы до 60 мкм, и их сферические агрегаты до 0.5 мм. Цв. бирюзовый. Черта белая. Бл. стекл. Тв. 2-3. Плотн. 2.87 (изм.), 2.89 (выч.). Двуосный. Знак меняется в зависимости от используемого фильтра – от + при желтом и красном свете до – при синем свете. $n_p = 1.588, n_m = 1.600$ (выч.), $n_g = 1.609. 2V_{средн.}$ в монохроматическом свете +84 (76–90)°, в синем свете –88 (88–87)8, и в красном свете – +73 (68–78)°. Плеохроизм: по Ng – голубовато-зеленый, по Np и Nm – светло-зеленый. Дисперсия сильная, r > v. Приведены данные ИК-спектра. Хим. (EDS, средн. из 12 опр.): Na₂O 0.55, K₂O 20.76, Tl₂O 1.83, VO₂ 29.38, SO₃ 46.78, сумма 99.29. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.20(70)(202),

3.17(80)(024), 3.14(70)($\overline{2}04$), 3.01(50)($\overline{1}51$), 2.88(100)(151). На Фан-Ягнобском угольном м-нии (Таджикистан) с ангидритом, баритом, молибдитом, безводными сульфатами Мg и рядом неидентифицированных фаз Tl, V, K и Al. Название от имени Фальгар – древнего наименования области в центре Зеравшанской долины. *Pautov L.A., Mirakov M.A., Siidra O.I., Faiziev A.R., Nazarchuk E.V., Karpenko V.Yu., Makhmadsharif S.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 3, P. 455–462.

67. Гоблинит (gobelinite) – CoCu₄(SO₄)₂(OH)₆·6H₂O – гр. ктенасита, Co-аналог ктенасита. Монокл.с. $P2_1/c. a = 5.990, b = 6.0840, c = 23.676$ Å, $\beta = 95.22^{\circ}. Z = 2$. Блочные до тонких пластинчатых кристаллы до 0.5 мм, удилиненные по [010] и уплощенные по {001}, их агрегаты. Простые формы: {001}, {031} и {201} (дан чертеж). Прозрачный. Цв. бледно-зеленый, голубовато-зеленый или серовато-зеленый. Черта белая. Бл. стекл, иногда перлам. Хрупкий. Тв. ~ 2.5. Изл. неправ. Плотн. 2.95 (изм.), 2.907 (выч.). Двуосный (–). $Np = \beta, Nm = \gamma, Ng = \alpha. n_p = 1.576, n_m = 1.617, n_g = 1.630, 2V = 58^{\circ}$ (изм.), 57.5° (выч.). Дисперсия слабая, r > v. Плеохроизм: по Np – бесцветный, по Nm – зеленый, по Ng – бледно-зеленый. Хим. для голотипа (м.з., средн. из 9 опр.): СиО 42.45, СоО 6.58, ZnO 3.14, NiO 3.37, Al₂O₃ 0.02, SO₃ 22.12, H₂O 22.62 (выч.), сумма 100.30. Рентгенограмма (интенс. л.): 11.870(100)(002), 5.924(40)(004), 4.883(10)(102),

4.825(15)(013), 3.946(15)(006), 2.956(15)(008), 2.663(20)(202), 2.561(15)(123). На м-нии Гап-Гарон, деп. Вар (Франция) (голотип) и на м-нии Айзенцехер Цуг, Сев. Рейн-Вестфалия (Германия) (котип) с брошантитом, церусситом и минералами гр. гордаита. Название от старинного французского слова *gobelin* (гоблин, мифологическое создание, живущее под землей), эквивалентного немецкому слову *kobold*, от которого произошло название элемента кобальт. *Mills S.J., Kolitsch U., Favreau G., Birch W.D., Galea-Clolus V., Henrich J.M.* Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 6, p. 637–644.

68. Майзланит (majzlanite) – K₂Na(ZnNa)_{Σ2}Ca(SO₄)₄. Монокл.с. *C2/c. a* = 16.007, *b* = 9.5239, *c* = 9.1182 Å, β = 94.828°. Z = 16. Неправильные зерна до 50 × 50 × 80 мкм. Цв. серый с голубоватым оттенком. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. 2–3. Плотн. 2.961 (выч.). Опт. св-ва не определены из-за тонкого срастания с К-содержащим тенардитом. Хим. (м.з., средн. из 3 опр.): Na₂O 9.73, K₂O 15.27, ZnO 11.20, CaO 7.03, CuO 4.26, MgO 1.07, Al₂O₃ 0.47, SO₃ 51.34, SiO₂ 0.12, сумма 100.49. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.3721(40)($\overline{3}$ 12), 3.1473(56)($\overline{4}$ 02), 3.1062(65)($\overline{2}$ 22), 2.9495(50)($\overline{1}$ 31), 2.8736(100)($\overline{1}$ 13), 2.8350(70)(421), 2.8031(45)(511), 2.6162(41)($\overline{5}$ 12). В высокотемпературных эксгалятах фумаролы Ядовитая, Второй шлаковый конус Северного прорыв, БТТИ, Камчатка (Россия) с лангбейнитом, тенардитом и эвхлорином. Назван в честь немецкого минералога Юрая Майзлана (Juraj Majzlan, b. 1973). *Siidra O.I., Nazarchuk E.V., Zaitsev A.N., Shilovskikh V.V.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 1, p. 153–158.

69. Петровит (petrovite) – Na₁₀CaCu₂(SO₄)₈. Монокл.с. $P2_1/c. a = 12.6346, b = 9.0760, c = 12.7560 Å, <math>\beta = 108.75^{\circ}$. Z = 2. Глобулярные агрегаты таблитч. кристаллов до 0.2 мм, часто с газовыми включениями. Цв. голубой. Черта белая. Бл. стекл. Изл. раков. Тв. 4. Плотн. 2.80 (выч.). Двуосный (+). $n_p = 1.498, n_m = 1.500$ (выч.), $n_g = 1.516, 2V = 20^{\circ}$ (изм.). Хим. (SEM EDS, средн.): Na₂O 25.03, K₂O 0.80, CaO 3.91, CuO 12.64, MgO 0.59, SO₃ 55.98, сумма 98.95. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.21(27)(110), 6.25(38)(102), 4.47(31)(212), 3.95(21)(302), 3.85(17)(121), 3.70(36)(202), 3.65(34)(221). В продуктах фумаролы на западном склоне микрограбена Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с теноритом, эвхлорином и добровольскиитом. Назван в честь русского кристаллографа Томаса Георгиевича Петрова (Tomas Georgievich Petrov, b, 1931). *Filatov S.K., Shablinskii A.P., Krivovichev S.V., Vergasova L.P., Moskaleva S.V.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 5, p. 691–698.

70. Филоксенит (philoxenite) – (K,Na,Pb)₄(Na,Ca)₂(Mg,Cu)₃(Fe³⁺_{0.5}Al_{0.5})(SO₄)₈. Трикл.с. *P*1. *a* = 8.8410, *b* = 8.9971, *c* = 16.1861 Å, *α* = 91.927°, *β* = 94.516°, *γ* = 90.118°. *Z* = 2. Изолированные хорошо сформированные таблитч. кристаллы до 0.6×0.3 мм, косроугольные, псевдотригональные или полигональные. Прозрачный. Бесцветный до очень бледно-желтоватого. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. 3. Плотн. 3.027 (выч.). В пр. св. бесцветный. Не плеохроирует. Двуосный (-). $n_p = 1.562$, $n_m = 1.572$, $n_g = 1.580$, $2V = 85^{\circ}$ (изм.), 83° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): Na₂O 4.67, K₂O 13.34, Rb₂O 0.13, CaO 2.84, PbO 4.54, MgO 6.37, MnO 0.20, CuO 5.40, ZnO 1.48, Al₂O₃ 3.40, Fe₂O₃ 3.29, SO₃ 54.62, сумма 100.28. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.70(18)(111), 4.030(24)(004), 3.146(100)(220), 3.136(72)(220), 2.965(36)(115), 2.912(35)(115), 2.834(36)(032,115), 2.784(42)(115,032). В сублиматах фумаролы Ядовитая Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с эвхлорином, лангбейнитом, гематитом, теноритом, пийпитом, алюмоключевскитом, долерофанитом, вергасоваитом, купромолибдитом, цизитом и ярошевскитом. Название от греческих слов φίλος (друг) и ξένος (гость), отражающее сложный катионный состав минерала и присутствие значительного количества примесей в 9 из 11 независимых позициях в кристалл. стр-ре. Pekov I.V., Agakhanov A.A., Zubkova N.V., Belakovskiy D.I., Vigasina M.F., Britvin S.N., Turchkova A.G., Sidorov E.G. 3PMO. 2020, T. 149, № 4, c. 67–77.

71. Корякит – (koryakite) – NaKMg₂Al₂(SO₄)₆. Триг.с. $R\overline{3}$. a = 8.1124, c = 22.704 Å. Z = 3. Топология каркаса очень близка таковой миллозевичита и микасаита. Удлиненные кристаллы до 0.3 × 0.3 × 0.03 мм. Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. 2–3. Плотн. 2.892 (выч.). В пр. св. бесцветный. Не плеохроирует. Одноосный (–). $n_o = 1.546$, $n_e = 1.535$. Хим. (SEM EDS, средн. из 8 опр.): Na₂O 4.27, K₂O 5.85, ZnO 0.31, CaO 0.31, CuO 0.76, MgO 10.15, Al₂O₃ 11.47, Fe₂O₃ 2.73, SO₃ 64.33, SiO₂ 0.13, сумма 100.31. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.9359(10)(10 $\overline{2}$), 3.5850(55)(113), 2.7632(100)(116), 2.3397(22)(300), 2.1582(12)(1.0.10), 1.7890(30)(226). В фумароле Ядовитая Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с эвхлорином и лангбейнитом. Название от коренного населения Камчатки коряков. *Siidra O.I., Nazarchuk E.V., Zaitzev A.N., Vlasenko N.S.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 2, p. 283–287.

72. Элеомеланит (eleomelanite) – $(K_2Pb)_{\Sigma_3}Cu_4O_2(SO_4)_4$. Монокл.с. $P2_1/n$. a = 9.3986, $b = 4.8911, c = 18.2293 \text{ Å}, \beta = 104.409^{\circ}. Z = 2. Агрегаты плохо оформленных изометрич$ ных, призмат. или таблитч. кристаллов или зерен до 0.3 мм. Полупрозрачный. Цв. черный, в тонких фрагментах темно-зеленый. Черта темно-зеленая. Бл. маслян., на поверхности пл. спайности – стекл. Хрупкий. Сп. совершенная, предположительно по (001). Изл. ступенч. Тв. 3. Плотн. 3.790 (выч.). Двуосный (-). $n_p = 1.646$, $n_m = 1.715$, $n_g =$ = 1.734, 2V = 60° (изм.), 54° (выч.). Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 9 опр): K₂O 9.62, Rb₂O 0.49, Cs₂O 0.24, CaO 1.23, PbO 19.25, CuO 35.28, SO₃ 34.78, сумма 100.89. 9.07(63)(101), 7.38(44)(101), 3.699(78)(112), л.): Рентгенограмма (интенс. 3.658(100)(204), 3.173(40)(211), 2.915(35)(114), 2.838(35)(204), 2.683(36)(215), 2.576(51)(310,116). В продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с эвхлорином, федотовитом, вульфитом, халькоцианитом, долерофанитом, дравертитом, германянитом, алюмоключевскитом, ключевскитом, пийпитом, криптохальцитом, цезиодимитом, англезитом, лангбейнитом, кальциолангбейнитом, метатенардитом, беломаринаитом, афтиталитом, краше-

том, кальциолангбейнитом, метатенардитом, беломаринаитом, афтиталитом, крашенинниковитом, стеклитом, ангидритом, гематитом, теноритом, санидином, сильвином, галитом, ламмеритом, урусовитом и золотом. Название от греческих слов $\epsilon\lambda\alpha$ ιоν (eleon, масло) и µ $\epsilon\lambda\alpha\zeta$ (melas, черный), означающих черный цвет минерала и маслянистый блеск на гранях кристаллов, что необычно для сульфатов. Pekov I.V., Zubkova N.V., Agakhanov A.A., Chukanov N.V., Belakovskiy D.I., Sidorov E.G., Britvin S.N., Turchkova A.G., Pushcharovsky D.Yu. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 5, p. 625–636.

73. Аданит (adanite) – Pb₂(Te⁴⁺O₃)(SO₄). Монокл.с. *P*2₁/*n. a* = 7.3830, *b* = 10.7545, *c* = = 9.3517 Å, $\beta = 111.500^{\circ}$, Z = 4. Клинообразные пластинки до 1 мм. удлиненные по [100] и уплощенные по $\{010\}$, их массивные агрегаты. Простые формы: $\{010\}$, $\{001\}$, $\{101\}$, {102}, {021}, {111}. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. бежевый (голотипа), черта белая. Бл. алмаз. Хрупкий. Тв. ~ 2.5. Изл. раков. Плотн. 6.385 и 6.595 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Медленно раств. при комнатной т-ре в разб. HCl, быстро – в конц. HCl. Двуосный (–). $n_p = 1.90$, $n_m = 2.04$ (выч.), $n_g = 2.08$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 9 опр): PbO 61.61, Sb₂O₃ 0.33, TeO₂ 22.84, SO₃ 12.15, Cl 0.09, -O=Cl 0.02, сумма 97.00. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.744(47)(101), 3.454(80)(211, 122,200), 3.301(100)(202,031,210), 3.048(73)(112,221). В зоне окисления мния Норт Стар, округ Тинтик, шт. Юта (голотип) в пустотах массивных кварц-баритэнаргит-пиритовых образований с англезитом, азуритом, хризоколлой, фторапатитом, нортстаритом, плюмбогуммитом, теллуритом, цинкоспирофитом и неиндетифицированным плохо раскристаллизованным Се-теллуритом; установлен также в образце из района Томбстоун, округ Кочис, шт. Аризона (США) на кристаллах ярозита, которые покрывают поверхность матрицы. Назван в честь американского коллекционера минералов Чарлза (Чак) Адана [Charles (Chuck) Adan, b. 1961]. Kampf A.R., Housley R.M., Rossman G.R., Yang H., Downs R.T. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 3, p. 403-410.

74. Исселит (isselite) – $Cu_6(SO_4)(OH)_{10}(H_2O)_4 \cdot H_2O$. Ромб.с. *Pmn2*₁. a = 6.8070, b == 5.8970, c = 20.653 Å. Z = 2. Разрозненные игольчатые кристаллы до 0.1 мм в длину, со штриховкой вдоль [100] и таблитчатые по {001}. Простые формы: {001}, {010}, {103} и {103} (дан чертеж). Прозрачный. Цв. синий. Черта голубая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неправ. Сп. хорошая по {001} и {100}. Плотн. 3.00 (изм.), 2.946 (выч.). Двуосный (+). Np = b, Nm = c, Ng = a. $n_p = 1.599$, $n_m = 1.633$, $n_g = 1.647$, $2V = 63.6^{\circ}$ (изм.), 64.2° (выч.). Дисперсия умеренная, r > v. Плеохроизм: по Np – голубой, по Nm и Ng – синий. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): SO₃ 11.45, MgO 0.31, CoO 1.07, NiO 9.41, CuO 51.29, ZnO 1.10, H₂O 24.21 (выч.), сумма 98.84. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.3(сильн.)(002), 6.4(средн.)(101), 5.67(средн./слаб.)(011), 4.84(оч.сильн.)(103), 3.400(средн./слаб.)(200,015), 2.708(сильн.)(023,213,107,120,121). Вторичный на м-нии Лагоскуро, Вост. Лигурия (Италия) с брошантитом и познякитом. Назван в честь известного итальянского геолога Артуро Исселя (Arturo Issel, 1842-1922). Biagioni C., Belmonte D., Carbone C., Cabella R., Demitri N., Perchiazzi N., Kampf A.R., Bosi F. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 5, p. 653–661.

75. Джаковаццоит (giacovazzoite) – $K_5Fe_3^{3+}O(SO_4)_6(H_2O)_9 \cdot H_2O$. Монокл.с. $P2_1/c. a = 9.4797, b = 18.4454, c = 18.0540 Å, \beta = 92.626°. Z = 4. Призмат. кристаллы до 0.1 мм в длину. Прозрачный. Цв. оранжево-коричневый. Черта желтоватая. Бл. стекл. Тв. ~ 2. Хрупкий. Сп. совершенная по {100} и несовершенная по {001}. Изл. неправ. Плотн. 2.392 (выч.). Медленно раств. в воде при комнатной т-ре. <math>n_{средн.} = 1.564$ (выч.). В пр. св. отчетливо плеохроирует от коричневого (цв. загара) до коричневатого. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): K_2O 22.72, Fe_2O_3 22.67, SO_3 45.82, H_2O 17.18 (выч. по стр-ре), сумма 108.39. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.1(сильн.)(100,002), 8.2(оч.сильн.)(021), 3.442(средн.)(134), 3.371(средн.)(025,134), 3.005(средн.)(006,153), 2.968(средн.)(153,302,234). На м-нии Монте Арсиччио, Тоскана (Италия) с квасцами-(K), гипсом, краузитом, маньянеллиитом и скордариитом. Назван в честь итальянско-го минералога и кристаллографа Кармело Джаковаццо (Carmelo Giacovazzo, b. 1940). *Biagioni C., Bindi L., Mauro D., Pasero M.* Рих.

76. Эндимакдональдит (andymcdonaldite) – $Fe_2^{3+}Te^{6+}O_6$. Тетр.с. $P4_2/mnm. a = 4.622-4.630, c = 9.077-9.087$ Å. Z = 2. Тонкие пленки криптокристаллического материала (индивиды до 25 мкм). Цв. коричневато-черный. Непрозрачный. Изл. корочек раков. Просвечивает красновато-коричневым. Из-за малого размера индивидов физ. характеристики не приведены. В отр. св. серый с желтовато-охристым оттенком. Даны ИК-и рамановский спектры. Хим. (м.з., средн.): MgO 0.61, Al₂O₃ 0.79, SiO₂ 0.41, MnO₂ 1.41, Fe₂O₃ 38.60, CuO 2.57, TeO₃ 49.35, PbO 1.97, Bi₂O₃ 1.31, сумма 97.02. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.5385(12)(002), 4.1189(36)(101), 3.2684(100)(110), 2.6522(10)(112), 2.5315(61)(103), 2.3111(14)(200), 1.7068(53)(213), 1.6342(14)(220), 1.4617(10)(310). В Аи-, Tе- и Ві-содержащих джаспероидах в разработке Вилдкет, округ Детройт, шт. Юта (США) с сам. золотом и теллуром, бейеритом, клинобисванитом и различными оксисолями теллура. Назван в честь канадского минералога, проф. Эндрю (Энди) Макдональда (Andrew "Andy" McDonald). *Coolbaugh M.F., McCormack J.K., Raudsepp M., Czech E., Mcmillan R., Kampf A.R.* Canad.Miner. 2020, Vol. 58, N 1, p. 85–97.

77. Мюллерит (müllerite) — Pb₂Fe³⁺(Te⁶⁺O₆)Cl — Fe-аналог бэкита. Триг.с. *P*312. *a* = 5.2040, c = 8.9654 Å. *Z* = 1. Гекс. таблитчатые кристаллы или тонкие пластинки до 0.2 мм, их кластеры. Простые формы: {100} и {001}. Цв. желтый до красновато-оранжево-го. Черта бледно-желтая. Бл. субалмаз. до жирного. Хрупкий. Изл. нерав. Тв. ~ 2. Сп. совершенная по {001}. Плотн. 5.812 (выч.). Одноосный (—). *n*_{средн.} = 2.015 (выч.). Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр): PbO 52.67, CuO 0.20, Ag₂O 3.87, TeO₃ 21.43, Fe₂O₃ 9.69, Al₂O₃ 0.19, SiO₂ 0.03, Cl 5.95, I 2.24, —O=Cl 1.49, сумма 94.78 (в оригинале 94.70). Рентгенограмма (интенс. л.): 4.495(40)(100), 3.174(100)(102), 2.597(54)(110), 2.009(32)(202,104), 1.697(25)(214), 1.590(31)(322). В нескольких разработках м-ния Отто Маунтин, шт. Калифорния (США) с акантитом, церусситом, гематитом, кхинитом, фосфогедифа-

ном, торнеитом и тимросеитом. Назван в честь австрийского минералога и горного инженера Франца Йозефа Мюллера фон Райхенштайна (Franz-Joseph Müller von Reichenstein, 1740–1742...1825–1826). *Mills S.J., Kampf A.R., Momma K., Housley R.M., Marty J.* Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 4, p. 413–419.

78. Хагстромит (hagstromite) – $Pb_8Cu^{2+}(Te^{6+}O_6)_2(CO_3)Cl_4$. Ромб.с. *Ibam. a* = 23.688, b = 9.026, c = 10.461 Å. Z = 4. Клинообразные кристаллы до 100 мкм, удлиненные по [001] и уплощенные по {100}, их срастания. Простые формы: {100}, {110} и {001}. Прозрачный. Цв. светло-желто-зеленый. Черта очень бледно-желто-зеленая. Бл. алмаз., в страстаниях шелков. Тв. предположительно 2-3. Хрупкий. Изл. заноз. Возможно две спайности по {100} и {010}. Плотн. 7.062 и 7.038 (выч. по эмппир. и идеальной ф-лам). Раств. при комнатной т-ре в разбавл. HCl. Двуосный (+) Np = b, Nm = a, Ng = c. $n_p = b$ = 2.045 (выч.), n_m = 2.066 (выч.), n_g = 2.102 (выч.), 2V = 76° (изм.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): PbO 73.43, CuO 3.17, TeO₃ 14.00, CO₂ 2.10, Cl 5.53, -O=Cl1.25, сумма 96.98. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.927(80)(312,402), 3.286(44)(222.512). 2.967(100)(130,620,422), 2.601(70)(004,323,622), 1.964(66)(134,624),804,442). В зоне окисления м-ния Отто Маунтин, шт. Калифорния (США) с церусситом, фуеттереритом и торнеитом. Назван в честь американского коллекционера минералов Джона Хагстрома (John Hagstrom, b. 1953). Kampf A.R., Hausley R.M., Mills S.J., Rossman G.R., Marty J. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 4, p. 517-523.

79. Норстарит (northstarite) – $Pb_6(Te^{4+}O_3)_5(S_2O_3)$. Гекс.с. $P6_3$. a = 10.2495, c = 11.6677 Å. Z = 2. Короткопризмат. кристалль с пирамидальными окончаниями до 1 мм в длину. Простые формы {100}, {101} и {101} (дан чертеж). Грани кристаллов неправильные. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. бежевый. Черта белая. Бл. алмаз. Тв. ~ 2. Хрупкий. Изл. неправ. Плотн. 6.888 и 6.977 (выч. по эмпир. и идеальной флам). Двуосный (–). $n_{средн.} = 2.15$. Медленно раств. в конц. HCl при комнатной т-ре. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 9 опр): PbO 57.16, Sb₂O₃ 0.32, TeO₂ 35.46, SO₃ 3.61, S 1.44, –O=S 0.72, сумма 97.27. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.098(100)(113), 2.957(88)(300), 2.140(42)(223), 1.7335(41)(413), 1.6256(31)(306). В зоне окисления м-ния Норстар (Северная звезда), шт. Юта (США) с англезитом, азуритом, хризоколлой, фторапатитом, плюмбогуммитом, теллуритом, цинкоспирофитом и аданитом. Назван по месту находки. *Катрf A.R., Housley R.M., Rossman G.R.* Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 4, p. 533–542.

ХРОМАТЫ, ВОЛЬФРАМАТЫ, МОЛИБДАТЫ

80. Сивакаит (siwaqaite) — Са₆Аl₂(CrO₄)₃(OH)₁₂·26H₂O – гр. эттрингита. Триг.с. *Р*31*с*. a = 11.3640, c = 21.4485 Å. Z = 2. Эвгедральные криталлы в виде вытянутых гекс. призм до 250 мкм, ограниченных гекс. пирамидами или пинакоидами, их ангедральные агрегаты. Прозрачный. Цв. канареечно-желтый. Черта желтовато-серая. Бл. стекл. Сп. совершенная по (1010). Хрупкий. Тв. ~ 2. Изл. неровн, неправильный. Плотн. 1.819 (выч.). Одноосный (–). Ne = c. n_o = 1.512, n_e= 1.502. Раств. в 10% HCl. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн. из 12 опр): CrO₃ 12.80, SO₃ 6.78, SeO₃ 3.80, SiO₂ 0.55, Al₂O₃ 7.14, CaO 25.20, H₂O 42.89, сумма 99.16. Рентгенограмма (интенс. 9.8415(100)(100), 5.682(64.61)(110), 5.0208(16.45)(112), 4.7086(38.06)(104), л.): 3.8998(28.84)(114), 3.8998(25.1)(114), 2.2241(15.61)(226). В тонких прожилках и пустотках в спурритовых мраморах комплекса Сев. Сивака, район Хашем (Иордания) с кальцитом, минералами барит-хашимитовой серии и высоко гидратированным недиагностированным Ca-силикатом. Назван по месту находки. Juroszek R., Krüger B., Galuskina I., Krüger H., Vapnik Y., Galuskin E. Amer. Miner. 2020, Vol. 105, N. 3, p. 409-421.

81. Лангхофит (langhofite) – Pb₂(OH)[WO₄(OH)]. Трикл.с. *P*1. *a* = 6.6154, *b* = 7.0766, *c* = 7.3296 Å, α = 118.175°, β = 94.451°, γ = 101.146°. Z = 2. Один агрегат 10х5 мм из нескольких кристаллов. Кристаллы эвгедральные, удлиненные до 4 мм, иногда уплощенные по {001} и исштрихованные в продольном направлении. Белый до бесцветного. Черта белая. Бл. алмаз. Хрупкий. Изл. неровн., занозистый. Сп. совершенная по двум направлениям {010} и {100}. Микротв. 157 (тв. 2.5–3). Плотн. 7.95 (выч.). Двуосный (+). $n_1 = 2.14$, $n_2 = 2.20$ (выч.). R_1 и R_2 на воздухе (%): 13.8 и 14.6 при 470 нм, 13.2 и 14.0 при 546, 13.0 и 13.7 при 589, 12.8 и 13.5 при 650 нм. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (SEM EDS, средн.): PbO 63.51, WO₃ 32.01, H₂O 2.52 (выч.), сумма 98.04.

Рентгенограмма (интенс. л.): 6.04(24)(010), 3.26(22)(112), 3.181(19)(200), 3.079(24)(112), 3.016(100)(020), 2.054(20)(311), 2.050(18)(132). На м-нии Лонгбан, Вермланд (Швеция) с кальцитом, баритом, фторапатитом, миметитом и небольшим кол-вом сульфидов. Назван в честь шведского горного инженера Йоргена Лангхофа (Jörgen S. Langhof, b. 1965), нашедшего образец с новым минералом. *Holtstam D., Camara F., Karlsson A.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 3, p. 381–389.

82. Танкаит-(Се) [tancaite-(Се)] – FeCe(MoO₄)₃·3H₂O. Триг.с. *R*3. *a* = 19.2901, *c* =

= 47.2510 Å. Z = 48 с куб.подъячейкой, Pm3m. a = 6.870 Å. Z = 1. Усеченные октаэдры до 0.2 мм. Цв. красный или бледно-коричневый. Черта желтая. Прозрачный. Бл. стекл. до алмаз. Тв. 4–4.5. Хрупкий. Изл. раков. Плотн. 3.834 (выч.). n = 1.90 (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 10 опр.): SiO₂ 0.34, CaO 0.09, Fe₂O₃ 11.29, SrO 0.02, La₂O₃ 5.04, Ce₂O₃ 10.35, Pr₂O₃ 1.07, Nd₂O₃ 3.66, Sm₂O₃ 0.19, ThO₂ 2.58, UO₂ 0.17, MoO₃ 58.62, H₂O 7.43 (выч. по стр. данным), сумма 100.85. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.84(45)(220), 4.12(8)(042), 3.93(75)(404), 3.42(100)(048), 2.785(10)(060), 1.825(15)(280), 1.610(10)(660), 1.340(12)(2.10.16). Вторичный в полости кварцевой жилы в граните на руднике Су Сейнарджиу, Сардиния (Италия) с кварцем, мусковитом, молибденитом, пиритом и мендоцавилит-подобной фазой. Назван в честь итальянского любителя и коллекционера минералов Джузеппе Танка (Giuseppe Tanca, b. 1943). *Bonaccorsi E., Orlandi P.* Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 3, p. 347–354.

БОРАТЫ

83. Яржемскиит (yarzhemskiite) – K[B₅O₇(OH)₂]·H₂O. Монокл.с. P2₁/c. a = 9.47340, b = 7.52030, c = 11.4205 Å, $\beta = 97.3002^{\circ}, Z = 4$. Отдельные утолщенные таблитч. кристаллы или зерна неправильной формы. Кристаллы уплощены по [010] с основной формой (010) (пинакоид). Бесцветный. Прозрачный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Сп. совершенная по {100}. Изл. ступенч. Тв. 2.5. Плотн. 2.13 (изм.), 2.112 (выч.). Двуосный (+). Nm = b, $cNg = 6^{\circ}$. $n_p = 1.484$, $n_m = 1.508$, $n_g = 1.546$, $2V = 75^{\circ}$ (изм.), 80° (выч.). В поляризованном свете бесцветный, не плеохроирует. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): Na₂O 0.01, K₂O 17.84, CaO 0.07, B₂O₃ 67.21, H₂O 13.91 (выч.), сумма 99.04. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.39(86)(100), 4.696(41)(200), 3.296(18)(113), 3.130(19)(022,300), 2.935(42)(220), 2.898(100)(302,221,310), 2.832(56)(004), 1.867(18)(225). В эвапоритовых породах Челкарского соляного купола (Зап. Казахстан) с галитом, сильвином, крналлитом, полигалитом, гипсом, стронциоджиноритом, сатимолитом и кварцем. Назван в честь русского геолога Якова Яковлевича Яржемского (Yakov Yakovlevich Yarzhemskii, 1901-?). Pekov I.V., Zubkova N.V., Korotchenkova O.V., Chaikovskiy I.I., Yapaskurt V.O., Chukanov N.V., Belakovskiy D.I., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 2, p 335-342.

84. Рабдоборит-(V) [rhabdoborite-(V)] – $Mg_{12}(V^{5+}, M^{6+})_{1/3}O_6\{(BO_3)_{6-x}(PO_4)_xF_{2-x}\}$, где M^{6+} = Мо, W и x < 1 – гр. рабдоборита. Гекс.с. $P6_3$. a = 10.6314, c = 4.5661 Å. Z = 1. Отдельные длинно-призмат. до игольчатых или стержнеобразные кристаллы с гекс., полигональным или округлым сечением до 7 мм длиной и 40 мкм толщиной, их агрегаты. Прозрачный. Цв. желтый. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.39. В пр. св. бесцветный. Не плеохроирует. Одноосный (+). $n_o = 1.696$, $n_e = 1.740$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 9 опр): MgO 52.25, CaO 0.15, MnO 0.44, Fe₂O₃ 0.97, B₂O₃ 20.97, P₂O₅ 2.75, As₂O₅ 1.98, V₂O₅ 6.99, MoO₃ 5.73, TeO₃ 0.28, WO₃ 5.43, F 3.44, $-O=F_2$

1.45, сумма 99.93. Рентгенограмма (интенс. л, *d*, *I*): 9.17(100), 5.301(44), 3.472(76), 2.763(64), 2.547(61), 2.226(79), 1.701(63), 1.474(31). В продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с рабдоборитом-(Мо) и рабдоборитом-(W), ангидритом, диопсидом, гематитом, шёферитом, берцелиитом, свабитом, кальциойохиллеритом, людвигитом, форстеритом, магнезио-ферритом, баритом, фторапатитом, удинаитом, арсенудинаитом и повеллитом. Название корневой части отражает отличительную морфологию кристаллов – $\rho\alpha\beta\delta\delta\xi$ rhabdos, слово, означающее на греческом языке "стержень", и принадлежность к классу боратов (*bor*ate); суффикс V означает преобладание элемента в позиции *M. Pe-kov I.V., Zubkova N.V., Koshlyakova N.N., Belakovskiy D.I., Agakhanov A.A., Vigasina M.F., Britvin S.N., Sidorov E.G., Pushchrovsky D.Yu.* Phys. Chem. Miner. 2020, Vol. 47, N 10, # 44.

85. Рабдоборит–(Мо) [rhabdoborite-(Мо)] – Мg₁₂Мо⁶⁺_{1/2}O₆(ВО₃)₆F₂ – гр. рабдоборита. Гекс.с. *Р*6₃. *a* = 10.6304, *c* = 4.56374 Å. *Z* = 1. Отдельные длинно-призмат. до игольчатых или стержнеобразные кристаллы с гекс., полигональным или округлым сечением до 7 мм длиной и 40 мкм толщиной, их агрегаты. Прозрачный. Цв. желтый. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.42. $n_o = 1.703$, $n_e = 1.750$. Плеохроизм: по No – бесцветный до очень бледно-желтого, по Ne – светло-желтый. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр): MgO 51.32, CaO 0.37, MnO 0.52, Fe₂O₃ 0.48, B₂O₃ 20.83, P₂O₅ 2.40, As₂O₅ 1.69, V₂O₅ 4.81, MoO₃ 10.16, WO₃ 4.75, F 3.42, -O=F₂ 1.44, сумма 99.31. Рентгенограмма (интенс. л, d, *I*): 9.20(100), 5.312(32), 3.488(73), 2.769(70), 2.549(40), 2.228(72), 1.702(61), 1.475(37). B продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с рабдоборитом-(V) и рабдоборитом-(W), ангидритом, диопсидом, гематитом, шёферитом, берцелиитом, свабитом, кальциойохиллеритом, людвигитом, форстеритом, магнезиоферритом, баритом, фторапатитом, удинаитом, арсенудинаитом и повеллитом. Название корневой части отражает отличительную морфологию кристаллов – $\rho\alpha\beta\delta_{0}\xi$ rhabdos, слово, означающее на греческом языке "стержень", и принадлежность к классу боратов (borate); суффикс Мо означает преобладание элемента в позиции M. Pekov I.V., Zubkova N.V., Koshlyakova N.N., Belakovskiy D.I., Agakhanov A.A., Vigasina M.F., Britvin S.N., Sidorov E.G., Pushchrovsky D.Yu. Phys. Chem. Miner. 2020, Vol. 47, N 10, # 44.

86. Рабдоборит-(W) [rhabdoborite-(W)] – $Mg_{12}W_{14}^{6+}O_6(BO_3)_6F_2$ – гр. рабдоборита. Гекс.с. $P6_3$. a = 10.6366, c = 4.5701 Å. Z = 1. Отдельные длинно-призмат. до игольчатых или стержнеобразные кристаллы с гекс., полигональным или округлым сечением до 7 мм длиной и 40 мкм толщиной, их агрегаты. Прозрачный. Цв. бежевый. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.59. $n_o = 1.720$, $n_e = 1.750$. Плеохроизм: по No — очень бледно-желтый до бесцветного, по Ne — желтый с слабо-зеленоватым оттенком. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр): MgO 48.89, CaO 0.15, MnO 0.15, Fe₂O₃ 0.78, B₂O₃ 20.33, P₂O₅ 1.80, As₂O₅ 1.60, V₂O₅ 4.10, MoO₃ 2.48, WO₃ 18.04, F 3.10, -O=F₂ 1.31, сумма 100.11 Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 9.18(100), 5.304(38), 4.595(25), 3.479(61), 2.766(29), 2.550(30), 2.228(35), 1.703(25). В продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с рабдоборитом-(V) и рабдоборитом-(Мо), ангидритом, диопсидом, гематитом, шёферитом, берцелиитом, свабитом, кальциойохиллеритом, людвигитом, форстеритом, магнезиоферритом, баритом, фторапатитом, удинаитом, арсенудинаитом и повеллитом. Название корневой части отражает отличительную морфологию кристаллов – $\rho\alpha\beta\delta\delta\delta\xi$ rhabdos. слово, означающее на греческом языке "стержень", и принадлежность к классу боратов (borate); суффикс W означает преобладание элемента в позиции M. Pekov I.V., Zubkova N.V., Koshlyakova N.N., Belakovskiy D.I., Agakhanov A.A., Vigasina M.F., Britvin S.N., Sidorov E.G., Pushchrovsky D.Yu. Phys. Chem. Miner. 2020, Vol. 47, N 10, # 44.

87. Чийокоит(chiyokoite) – Ca₃Si(CO₃)[B(OH)₄]O(OH)₅·12H₂O – гр. эттрингита. Гекс.с. *P*6₃. *a* = 11.0119, *c* = 10.5252 Å. Z = 2. Гекс. призмат. кристаллы до 30 × 20 мкм,

их агрегаты до 1 см. Простые формы: {1010} (гекс. призма), {0001} и {0001} (моноэдр); на некоторых кристаллах наблюдаются узкие грани гекс. пирамид {*h0il*}. Цв. розовый

до бесцветного. Черта белая. Бл. стекл. Сп. хорошая, $\|$ {1010} и {0001}. Плотн. 1.85 (изм.), 1.84 (изм.). В пр. св. бесцветный, не плеохроирует. Одноосный (–). $n_o = 1.523$, $n_e = 1.492$. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): СаО 27.56, B₂O₃ 3.47, Al₂O₃ 3.05, Fe₂O₃ 0.12, As₂O₃ 4.77, MnO₂ 0.32, SiO₂ 6.55, SO₃ 0.76, H₂O 46.3, CO₂ 7.30, сумма 100.2. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.53(100)(100), 5.50(24)(110), 4.618(11)(102), 3.812(23)(112), 3.412(15)(211), 2.726(14)(302), 2.521(19)(123), 2.172(13)(320,402,223). В гидротермально измененных известково-силикатных скарнах м-ния Фука, преф. Окаяма (Япония) с кальцитом, хенмилитом и тахаренитом. Назван в честь японского минералога Чийоко Хенми (Chiyoko Henmi, 1949-2018). *Lykova I. Chukanov N.V., Pekov I.V., Yapaskurt V.O., Pautov L.A., Karpenko V.Yu., Belakovskiy D.I., Varlamov D.A., Britvin S.N., Scheidl K.S.* Сапаd. Miner. 2020, Vol. 58, N 5, p. 653–663.

КАРБОНАТЫ

88. Гргуричит (grguricite) – $CaCr_2(CO_3)_2(OH)_4$ ·4H₂O – гр. дундазита. Сг-аналог алюмогидрокальцита. Трикл.с. *P*1. a = 5.724, b = 6.5304, c = 14.646 Å, $\alpha = 81.682^{\circ}$, $\beta =$ $= 83.712^{\circ}, \gamma = 86.365^{\circ}$. Z = 2. Пластинчатые кристаллы до 0.01 мм, их агрегаты в виде землистых корочек лилово-розового цвета. Физ. и опт. св-ва не определены из-за маленького размера индивидов. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 9 опр): Al₂O₃ 5.01, SO₃ 0.18, CaO 12.14, MgO 0.21, PbO 1.88, Cr₂O₃ 31.48, CO₂ 22.00 (выч. по стехиометрии), Н₂О 27.08 (выч. по стехиометрии), сумма 99.98. Рентгенограмма (инл.): 7.208(45)(002), 6.454(63)(010), 6.222(100)(011), 3.227(87)(020), тенс. 2.883(58)(005,023,121). На м-нии Адегхоал (Adeghoual), Мибладен (Марокко) с баритом, вульфенитом, пироморфитом, церусситом. Назван в честь австралийского геолога Бена Гргурича (Ben Grguric, b. 1971). Rumsey M.S., Welch M.D., Spratt J., Kleppe A.K. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 5, p. 778–784.

89. Натромаркейит (natromarkeyite) $- Na_2Ca_8(UO_2)_4(CO_3)_{13}(H_2O)_{24}$ ·3H₂O. Ромб.с. *Pmmn. a* = 17.8820, *b* = 18.3030, *c* = 10.2249 Å. *Z* = 2. Клинообразные и таблитч. кристаллы до 0.2 мм, уплощенные по {001} и удлиненные по [100]. Простые формы: {100}, {010}, {001}, {110}, {101}, {011} и {111}(дан чертеж). Прозрачный. Бл. перлам. Цв. бледножелто-зеленый. Черта белая. Флюоресцирет в ярко-голубо-белых тонах (при 405 нм). Тв. 1.5-2. Хрупкий. Изл. неправ. Сп. совершенная по {001}, хорошая по {100} и {010}. Плотн. 2.70 (изм.), 2.695 (выч.). При комнатной т-ре медленно раств. (минуты) в воде и очень быстро с вскипанием в разб. HCl. Двуосный (–). Np = b, Nm = a, Ng = c. $n_p = b$ = 1.528, *n_m* = 1.532, *n_g* = 1.533, 2*V* = 46.5° (изм.), 53.0° (выч.). Дисперсия слабая, *r* > *v*. Плехроизм слабый: по Np – бледно-зелено-желтый, по $Nm \approx Ng$ – светло-зелено-желтый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): Na₂O 2.35, CaO 16.90, MgO 0.04, CuO 0.15, UO₃ 43.25, CO₂ (выч. по стр-ре) 21.63, H₂O 18.35 (выч. по стр-ре), сумма 102.67. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 10.21(88), 6.40(92), 5.43(100), 5.07(42), 4.141(55), 4.009(42), 2.975(36), 2.726(31). На м-нии Маркей, шт. Юта (США) с андерсонитом, кальцитом, гипсом и др. новыми Са-уранил-карбонатными фазами, находящимися в изучении. Назван по составу и за сходство с маркейитом. Kampf A.R., Olds T.A., Plášil J., Burns P.C., Marty J. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 5, p. 753-765; https://www.mindat.org/min-53417.htm

90. Псевдомаркейит (psevdomarkeyite) — Ca₈(UO₂)₄(CO₃)₁₂(H₂O)₁₈·3H₂O. Монокл.с. $P2_1/m. a = 17.531, b = 18.555, c = 9.130$ Å, $\beta = 103.95^{\circ}$. Z = 2. Конусообразные, клинообразные и таблитч. кристаллы до ~1 мм, уплощенные по $\{10\overline{1}\}$ и удлиненнные по [010]. Простые формы: $\{10\overline{1}\}, \{100\}, \{010\}$ и $\{510\}$ (дан чертеж). Прозрачный. Бл. стекл. до перлам. Цв. бледно-зелено-желтый. Черта белая. Флюоресцирует в ярко-голубо-белых тонах (при 405 нм). Тв. ~ 1. Хрупкий. Изл. ступенч. Сп. совершенная по $\{10\overline{1}\}$, хорошая по $\{010\}$ и несовершенная по $\{100\}$. Плотн. 2.88 (изм.), 2.877 (выч.). Быстро раств. с вскипанием в разбавл НСІ. Двуосный (–). $Nm = b, aNg = 30^{\circ}. n_p = 1.549, n_m = 1.553, n_g = 1.557, 2V = 88^{\circ}$ (изм.), 89.8° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 8 опр.): СаО

17.81, UO₃ 45.73, CO₂ (выч. по стр-ре) 21.11, H₂O 15.16 (выч. по стр-ре), сумма 99.81. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 8.73(86), 6.28(100), 5.70(72), 4.65(80), 4.293(55), 4.082(47), 3.973(25), 2.811(59). На месторождении Маркей, шт. Юта (США) с кальцитом, гипсом, маркейитом и натроциппеитом. Назван за сходство с маркейитом. Kampf A.R., Olds T.A., Plášil J., Burns P.C., Marty J. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 5, p. 753-765; https://www.mindat.org/min-53348.html

СИЛИКАТЫ, ГЕРМАНАТЫ

91. Хинганит-(Nd) [hingganite-(Nd)] – Nd₂ Ве₂Si₂O₈(OH)₂ – надгр. гадолинита, гр. гадолинита. Монокл.с. *P*2₁/*c*. *a* = 4.77193, *b* = 7.6422, *c* = 9.9299 Å, β = 89.851°. *Z* = 2. Образует внутренние зоны до 1x1 мм в призмат. кристаллах длиной до 0.7 см, в которых срастается с хинганитом-(Ү). Прозрачный. Цв. зеленовато-коричневый, бесцветный в тонких фрагментах. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. раков. Микротв. 685 (тв. 5.5-6). Плотн. 4.690 (выч.). В пр. св. бесцветный, не плеохроирует. Двуосный (+). $n_p = 1.746, n_m = 1.766, n_g = 1.792, 2V = 80^{\circ}$ (изм.), 84° (выч.). Даны ИК- и рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS и LA-ICP-MS, средн. из 7 опр): CaO 0.45, Y₂O₃ 8.75, La₂O₃ 1.63, Ce₂O₃ 12.89, Pr₂O₃ 3.09, Nd₂O₃ 16.90, Sm₂O₃ 5.97, Eu₂O₃ 1.08, Gd₂O₃ 5.15, Tb₂O₃ 0.50, Dy₂O₃ 2.50, Ho₂O₃ 0.33, Er₂O₃ 0.84, Tm₂O₃ 0.10, Yb₂O₃ 0.44, Lu₂ O₃ 0.04, ThO₂ 0.13, MnO 0.10, FeO 3.03, BeO 9.64, B₂O₃ 0.42, SiO₂ 23.55, H₂O 2.72 (выч. по стехиометрии), сумма 100.25. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.105(95)(011), 4.959(56)(002), 4.773(100)(100), 3.462(58)(102), 3.122(68)(112), 3.028(61)(013), 2.864(87)(121), 2.573(89)(113). В районе Заги Маунтин, пров. Хайбер-Пахтнхва (Пакистан) с эгирином, микроклином, фергусонитом-(Y) и цирконом. Назван по составу и за сходство с минералами семейства хинганита. Kasatkin A.V., Nestola F., Škoda R., Chukanov N.V., Agakhanov A.A., Belakovskiy D.I., Lanza A., Holá M., Rumsey M.S. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 5, p. 549-562. Манаевит-(Се)

92.

[manaevite-(Ce)]

 $Ca_{11}(Ce, H_2O, Ca)_8Mg(Al, Fe)_4(Mg, Ti, Fe^{3+})_8[Si_2O_7]_4[(SiO_4)_8(H_4O_4)_2](OH) - гр везувиана.$ Тетр.с. P4/nnc, a = 15.9247, c = 11.9661 Å, Z = 2. Коротко-призмат. тетр. кристаллы до 0.8 мм. Простые формы: {110}, {100}, {001}. Цв. темно-оранжевый. Черта коричневатооранжевая. Бл. стекл. до смол. Хрупкий. Изл. раков. до неровн. Тв. 4.5. Плотн. 3.80 (изм.), 3.72 (выч.). В пр. св. коричневато-оранжевый. Одноосный (-). $n_0 = 1.760, n_e = 1.760$ 1.750. Некоторые образцы слегка двуосные ($2V = 4-5^{\circ}$). Плеохроизм слабый: по No – светло-желтовато-коричневый, по Ne – коричневый. Дисперсия сильная. Даны мёссбауэровский, MAS NMR и ИК-спектры, кривыеТГА. Хим. (м.з., средн.): H₂O 5.96 (выч.), F 0.33, Na₂O 0.30, MgO 4.69, Al₂O₃ 4.00, SiO₂ 28.04, SO₃ 0.22, Cl 0.06, CaO 19.53, TiO₂ 5.70, MnO 0.05, FeO 0.80, Fe₂O₃ 6.18, SrO 0.42, La₂O₃ 3.16, Ce₂O₃ 10.50, Pr₂O₃ 1.20, Nd₂O₃ 3.70, Sm₂O₃ 0.26, Gd₂O₃ 0.13, PbO 0.42, ThO₂ 3.06, -O = F,Cl 0.15, сумма 98.56. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.98(27)(002), 4.61(30)(311), 3.289(31)(402), 2.991(100)(511), 2.787(95)(204), 2.636(81)(423), 2.503(47)(620), 1.6594(25)(217). В скарноподобных породах на флогопитовом м-нии в пределах Ковдорского щелочно-ультрабазитового массива, Кольский п-ов (Россия) с волластонитом, монтичеллитом, томсонитом-(Са), тоберморитом, стронцианитом и сфалеритом. Назван в честь русского геолога Николая Михайловича Манаева (Nikolay Michailovich Manaev (1936–2012). Moiseev M.M., Panikorovskii T.L., Aksenov S.M., Mazur A.S., Michailova J.A., Yakovenchuk V.N., Bazai A.V., Ivanyuk G.Yu., Agakhanov A.A., Shilovskikh V.V., Pekov I.V., Kasatkin A.V., Rusakov V.S., Yapaskurt V.O., Karpenko V.Yu., Krivovichev S.V. Phys. Chem. Miner. 2020, Vol. 47, N 3, # 18.

Феррипербёеит-(La) [ferriperbøeite-(La)] 93. (Ca-La₃)(Fe³⁺Al₂Fe²⁺)[Si₂O₇][SiO₄]₃O(OH)₂ – надгр. гателита. Монокл.с. *P*2₁/*m. a* = 8.9458, b = 5.72971, c = 17.6192 Å, $\beta = 115.9497^{\circ}$. Z = 2. Изолированные ангедральные зерна до 0.3 мм, их агрегаты до 1.5 × 0.5 мм. Полупрозрачный. Цв. коричневато-черный. Черта коричневая. Бл. стекл. Хрупкий. Сп. хорошая по {100} и несовершенная по {001}. Изл. неровн. Тв. ~ 6. Плотн. 4.510 (выч.). Двуосный (+). n_p = 1.788, n_m = 1.790, n_g = 1.810,

 $2V = 40^{\circ}$ (изм.), 35° (выч.). Плеохроизм слабый от почти бесцветного по *Np* до зеленовато-коричневого по *Nm* и *Ng*. В отр. св. темно-серый, анизотропия слабая. R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 8.5 и 8.0 при 470 нм, 8.4 и 7.9 при 546, 8.3 и 7.8 при 589, 8.3 и 78 при 650 нм. Дан ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн. из 10 опр): CaO 4.91, La₂O₃ 23.75, Ce₂O₃ 19.69, Pr₂O₃ 0.85, Nd₂O₃ 1.48, MgO 1.47, Al₂O₃ 10.68, MnO 1.07, FeO 3.04, Fe₂O₃ 5.31, TiO₂ 0.19, SiO₂ 27.47, F 0.11, H₂O 1.61 (выч. по стехиометрии), -O=F0.05, сумма 101.58. Рентгенограмма (интенс. л. *d*, *I*): 15.81(72), 4.70(43), 3.521(53), 3.003(100), 2.636(60). На редкоземельном м-нии Мочалин Лог, Южный Урал (Россия) с пербёеитом- (La), алланитом-(Ce), алланитом-(La), бастнезитом-(Ce), бастнезитом-(La), ферриалланитом-(Ce) и тёрнебомитом-(La). Назван как La-аналог феррипербёеита-(Ce). *Kasatkin A.V., Zubkova N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Škoda R., Polekhovsky Y.S., Agakhanov A.A., Belakovskiy D.I., Kuznetsov A.M., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu. Miner.* Mag. 2020, Vol. 84, N 4, p. 593–607.

94. Пербёент-(La) [perbøeite-(La)] – $(CaLa_3)(Al_3Fe^{2+})[Si_2O_7][SiO_4]_3O(OH)_2$. – надгр. гателита. Монокл.с. P_{2_1}/m . a = 8.9652, b = 5.7306, c = 17.6770 Å, $\beta = 116.053^{\circ}$. Z = 2. Изолированные ангедральные зерна до 0.5 мм, их агрегаты до 3 × 1 мм. Полупрозрачный. Цв. коричневато-черный. Черта коричневая. Бл. стекл. Хрупкий. Сп. хорошая по {100} и несовершенная по {001}. Изл. неровн. Тв. ~ 6. Плотн. 4.483. Двуосный (+). *n*_p = = 1.778, n_m = 1.783, n_g = 1.805, 2V = 40° (изм.), 51.5° (выч.). Плеохроизм сильный: по Np – бесцветный, по Nm - средне-темно-коричневый, по Ng – почти бесцветный или коричневатый. В отр. св. темно-серый, анизотропия очень слабая. R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 8.6 и 8.3 при 470 нм, 8.4 и 8.1 при 546, 8.3 и 8.0 при 589, 8.1 и 7.9 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 10 опр): CaO 4.81, La₂O₃ 22.16, Ce₂O₃ 20.05, Pr₂O₃ 1.09, Nd₂O₃ 2.18, ThO₂ 0.32, MgO 1.38, Al₂O₃ 11.25, MnO 0.92, FeO 3.35, Fe₂O₃ 3.78, TiO₂ 0.19, SiO₂ 27.35, F 0.23, H₂O 1.54 (выч. по стехиометрии), -O=F 0.10, сумма 100.50. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 15.85(83), 4.665(68), 3.523(99), 3.116(56), 3.009(100). На редкоземельном м-нии Мочалин Лог, Южный Урал (Россия) со феррипербёеитом-(La), алланитом-(Ce), алланитом-(La), бастнезитом-(Ce), бастнезитом-(La), ферриалланитом-(Се), ферриалланитом-(La), феррипербёеитом-(Се), пербёеитом-(Се), тёрнебомитом-(Се) и тёрнебомитом-(La). Назван как La-аналог пербёеита-(Ce). Kasatkin A.V., Zubkova N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Škoda R., Polekhovsky Y.S., Agakhanov A.A., Belakovskiy D.I., Kuznetsov A.M., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 4, p. 593-607.

95. Радекшкодаит-(La) [radekškodaite-(La)] – (CaLa₅)(Al₄Fe²⁺)[Si₂O₇][SiO₄]₅O(OH)₃ – эпидот-тёрнебомитовая полисоматическая серия. Монокл.с. $P2_1/m$. a = 8.9604, b == 5.7268, *c* = 25.1128 Å, β = 116.627°. Z = 2. Прозрачный. Цв. зеленовато-коричневый. Черта коричневая. Бл. стекл. Сп. хорошая предположительно по {100} и несовершенная в другом направлении. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 871 (тв. 6.5). Плотн. 4.644 (выч.). В пр. св. слабо плеохроирует в болотно-зеленых тонах. Двуосный (+). $n_p =$ = 1.790, *n_m* = 1.798, *n_g* = 1.825. 2*V* = 60° (изм)., 58° (выч.). Дисперсия слабая, *r* < *v*. В отр. св. темно-серый. Анизотропия слабая с беловатыми внутренними рефлексами. Двуотражение очень слабое. R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 8.6 и 8.4 при 470 нм, 8.5 и 8.4 при 546, 8.5 и 8.3 при 589, 8.4 и 8.3 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр): CaO 3.40, La₂O₃ 27.68, Ce₂O₃ 20.39, Pr₂O₃ 0.94, Nd₂O₃ 1.71, ThO₂ 0.23, MgO 0.85, Al₂O₃ 10.35, MnO 0.64, FeO 2.55, Fe₂O₃ 3.12, TiO₂ 0.13, SiO₂ 26.03, F 0.10, H₂O 1.62 (выч.по стехиометрии), -O=F 0.04, сумма 99.70. Рентгенограмма (интенс. л.): 22.1(52)(001), 4.661(65)(110), 3.522(78)(113,015,2.2.13), 3.038(55)(117), 3.010(45)(203,304),2.866(44)(020), 2.732(42)(204), 2.640(100)(314,313). На редко-земельном м-нии Мочалин Лог, Южный Урал (Россия) с алланитом-(Се), алланитом-(La), бастнезитом-(La), ферриалланитом-(Се), феррипербёеитом-(La), фторбритолитом-(Се), тёрнебомитом-(Ce) и тёрнебомитом-(La). Назван в честь чешского минералога Радека Шкоды (Radek Škoda, b. 1979). Kasatkin A.V., Zubkova N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Ksenofontov D.A., Agakhanov A.A., Belaskovskiy D.I., Polekhovsky Yu.S. Kuznetsov A.M., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu., Nestola F. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 839–853.

96. Радекшкодаит-(Ce) [radekškodaite-(Ce)] – $(CaCe_5)(Al_4Fe^{2+})[Si_2O_7][SiO_4]_5O(OH)_3 – CaCe_5)(Al_4Fe^{2+})[Si_2O_7][SiO_4]_5O(OH)_3 – CaCe_5)(Al_4Fe^{2+})[SiO_4Fe^{2+$ эпидот-тёрнебомитовая полисоматическая серия. Монокл.с. P2₁/m. a = 8.9702, b = = 5.7044, *c* = 25.1642 Å, β = 116.766°. Z = 2. Прозрачный. Цв. зеленовато-коричневый. Черта коричневая. Бл. стекл. Сп. хорошая предположительно по {100}и несовершенная в другом направлении. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 862 (тв. 6.5). Плотн. 4.651 (выч.). В пр. св. слабо плеохроирует в болотно-зеленых тонах. Двуосный (+). n_p = = 1.798, *n_m* = 1.806, *n_g* = 1.833. 2*V* = 65° (изм.), 58° (выч.). Дисперсия слабая, *r* < *v*. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр): CaO 2.74, La₂O₃ 22.23, Ce₂O₃ 24.30, Pr₂O₃ 1.48, Nd₂O₃ 3.18, ThO₂ 0.24, MgO 1.04, Al₂O₃ 10.84, MnO 0.69, FeO 2.76, Fe₂O₃ 2.57, TiO₂ 0.04, SiO₂ 26.10, F 0.09, H₂O 1.63 (выч. по стехиометрии), -O=F 0.04, сумма 99.89. Рентгенограмма (интенс. л.): 22.5(38)(001), 8.08(42)(100), 4.640(76)(110). 3.528(99)(213). 3.031(100)(117), 2.844(46)(020),2.654(87)(313). 2.073(37)(223). На редко-земельном м-нии Мочалин Лог, Южный Урал (Россия) с анкилитом-(Ce), бастнезитом-(Ce), бастнезитом-(La), лантанитом-(La), пербёеитом-(Се) и тёрнебомитом-(Се). Назван по составу и за сходство с радекшкодитом-(La). Каsatkin A.V., Zubkova N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Ksenofontov D.A., Agakhanov A.A., Belaskovskiy D.I., Polekhovsky Yu.S. Kuznetsov A.M., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Yu., Nestola F. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 839-853.

97. Перклевеит-(La) – [percleveite-(La)] – La₂Si₂O₇. Тетр.с. *P*4₁. *a* = 6.8482, *c* = 24.8550 Å. *Z* = 8. Изолированные ангедральные зерна до 0.2 × 0.4 мм. Прозрачный. Цв. очень бледно-желтый до бесцветного. Черта белая. Бл. смол. Хрупкий. Тв. 6. Сп. несовершенная по {001}. Изл. неровн. Плотн. 5.094 (выч.). Одноосный (+). n_o = 1.825, n_e = 1.835. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 8 опр): La₂O₃ 36.80, Ce₂O₃ 31.22, Pr₂O₃ 1.57, Nd₂O₃ 2.96, SiO₂ 26.73, сумма 99.28. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.194(18)(113), 3.564(16)(106), 3.349(16)(201,202), 3.157(100)(203,116,008), 3.043(22)(211), 2.934(39)(122), 2.893(29)(213), 2.864(21)(117). На редкоземельном м-ни Мочалин Лог, Юж. Урал (Россия) с алланитом-(Ce), алланитом-(La), бастнезитом-(Ce), берриалланитом-(Ce), пербёеитом-(Ce), пербёеитом-(Ce), пербёеитом-(Ce), пербёеитом-(Ce), пербёеитом-(Ce), пербёеитом-(Ce), пербёеитом-(Ce), казаtkin A.V., Zubkova N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Škoda R., Agakhanov A.A., Belakovskiy D.I., Ksenofontov D.A., Plášil J., Kuznetsov A.M., Brit-vin S.N. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 913–920.

98. Риппит (rippite) – $K_2(Nb,Ti)_2(Si_4O_{12})O(O,F)$. Tetp.c. *P4bm. a* = 8.73885, *c* = 8.1277 Å. Z = 2. Структурно близок к минералам надгруппы лабунцовита. Удлиненные призмат. кристаллы до 2 мм и их срастания с карбонатной матрицей. Простые формы: {100} (призма) и {001} (пинакоид). Бесцветный. Черта белая. Бл. стекл. Сп. очень совершенная по (001) и совершенная до отчетливой по (100). Изл. ступенч. до неровн. Тв. 4–5. Микротв. 307. Плотн. 3.17 (изм.), 3.198 (выч.). Слабая флюоресценция. Одноосный (+). Np =c. no = 1.737-1.739, no = 1.747. Хим. (м.з., EMPA - WDS, средн. из 1200пр): SiO 40.28, TiO₂ 1.11, ZrO₂ 0.37, Nb₂O₅ 42.30, Na₂O 0.01, K₂O 15.77, F 0.32, H₂O 0.18, -O=F₂ 0.14, сумма 100.20. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.205(100)(110), 4.383(83)(020), 4.082(90)(002), 3.530(87)(121), 2.985(81)(022), 2.822(70)(122), 2.769(99)(130). В кальциокарбонатитах Чуктуконского массива, Чадобецкое поднятие, Красноярский край (Россия) с кальцитом, фторкальциопирохлором, тайниолитом, фторапатитом, флюоритом, Nb-содержащим рутилом, олёкминскитом, к.п.ш., Fe-Mn-доломитом и кварцем. Назван в честь русского геолога Германа Самуиловича Риппа (German Samuilovich Ripp, b. 1935). Sharygin V.V., Doroshkevich A.G., Seryotkin Yu.V., Karmanov N.S., Belogub E.V., Moroz T.N., Nigmatulina E.N., Yelisseyev A.P., Vedenyapin V.N., Kupriyanov I.N. Minerals. 2020, Vol. 10, N 12, # 1102. DOI:10.3390/min10121102.

57

99. Авдеевит (avdeevite) $-[(Na,R')_{0,5-1}(H_2O)_y]\{(Be,Li)_3(Al,M^{2+})_2Si_6O_{18}\},$ где $y \le 1, R' = Cs$, Rb, K, Ca, M^{2+} = Fe, Mg, Mn. Na-доминантный щелочной берилл. Гекс.с. *P6/mcc. a* = = 9.2287, *c* = 9.2610 Å. *Z* = 2. Шестиугольные призмат. кристаллы до 1смх1мм в срастании с бериллом с образованием сноповидных агрегатов до 4 см. Центральная часть каждого кристалла сложена авдеевитом, на который эпитаксически нарастает берилл. Прозрачный. Цв. светло-розовый. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. 8. Микротв. 1300. Плотн. 2.89 (изм.), 2.875 (выч.). Одноосный (-). n_p = 1.601, n_m = 1.594. Дан рамановский спектр. Хим. голотипа (м.з., Ве, Li, Н –ионно-зонд., средн. из 10 опр.): SiO₂ 61.06, Al₂O₃ 17.40, BeO 8.58, Na₂O 1.77, K₂O 0.09, Cs₂O 6.44, Rb₂O 1.38, Li₂O 2.51, H₂O 0.42, 99.65. Рентгенограмма л.): 7.96(82)(100), сумма (интенс. 4.60(31)(002). 3.99(20)(102,200), 3.26(100)(112), 3.02(37)(202,210), 2.866(84)(211), 1.742(19)(304,410). B гранитном пегматите на м-нии Момейк, шт. Шан (Мьянма). Приведена сводка работ по натровым бериллам, описанным ранее и по химическим/кристаллохимическим характеристикам отвечающим авдеевиту. Назван в честь русского химика и горного инженера Ивана Васильевича Авдеева (Ivan Vasil'evich Avdeev, 1818–1865). Агаханов А.А., Степаненко Д.А., Зубкова Н.В., Паутов Л.А., Пеков И.В., Касаткин А.В., Карпенко В.Ю., Агаханова В.А., Шкода Р., Бритвин С.Н., Пущаровский Д.Ю. ЗРМО. 2020, Т. 149, № 6, с. 1–19.

100. Лорантомасит (laurentthomasite) – $Mg_2K(Be_2Al)Si_{12}O_{30}$, гр. миларита. Гекс.с. *P6/mcc. a* = 9.95343, *c* = 14.15583 Å. *Z* = 2. Таблитч. эвгедральные {0001} гекс. кристаллы до 5 × 15 мм. Простые формы: {1010} и {0001}. Прозрачный. Обладает сильным дихроизмом: по [0001] – кобальтово-синий, по [1000] – зелено-желтый. Черта светло-голубая. Бл. стекл. Тв. ~ 6. Сп. несовершенная по {0001}. Хрупкий. Изл. неправ. до раков. Плотн. 2.67 (изм.), 2.66 (выч.). В пр. св. бесцветный. Одноосный (+). $n_o = 1.540$, $n_e = 1.540$ = 1.545. Дисперсия не наблюдается. Даны рамановский и мёссбауэровский спектры. Хим. (WDS, ICP-OES-MS, средн.): SiO₂73.10, Al₂O₃ 3.11, Se₂O₃ 3.78, Y₂O₃ 0.22, TiO₂ 0.02, FeO 2.69, Fe₂O₃ 0.19, MnO 1.91, MgO 4.01, ZnO 0.04, CaO 0.07, BaO 0.16, BeO 6.02, Na₂O 0.15, K₂O 4.30, сумма 99.77. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.965(6)(110), 4.064(8)(112), 3.533(3)(004), 3.171(10)(211), 2.881(8)(114). В кварц-сиенитовом пегматите в районе Ихоромбе, пров. Фианаранцуа (Мадагаскар) с ортоклазом, кварцем, апатитом (редкого зеленого цвета), фенакитом, бериллом, альбитом, магнетитом, тортвейтитом и чералитом. Назван в честь мадагаскарского геолога Лорана Томаса (Laurent Thomas, b. 1971). Ferraris C., Pignatelli I., Camara F., Parodi G., Pont S., Schreyer M., Wei F. Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 3, p. 355–365.

101. Алюминосугилит – (aluminosugilite) – KNa₂Al₂Li₃Si₁₂O₃₀ – Al аналог сугилита, гр. миларита. Гекс.с. *P6/mcc. a* = 9.9830, *c* = 13.9667 Å. Z не приводится. Агрегаты мелких призмат и/или гранулированных кристаллов до 1 мм. Цв. розовато-пурпурный до бледно-пурпупного. Черта белая. Бл. стекл. Тв. 6–6.5. Сп. неотчетливая по (0001). Плотн. 2.71–2.72 (изм.), 2.73 (выч.). Одноосный (–). n_o = 1.577–1.586 (средн. 1.581), n_e = 1.575–1.585 (средн. 1.580). Плеохроизм слабый. Хим. (м.з., LIBS, средн. из 35 опр.): SiO₂ 72.20, TiO₂ 0.43, Al₂O₃ 7.06, Fe₂O₃ 1.92, Mn₂O₃ 2.42, MgO 0.04, CaO 0.01, Na₂O 6.17, K₂O 4.68, Li₂O 4.59, сумма 99.52. Рентгенограмма (интенс. л. *d, I*): 4.32(100), 4.06(38), 3.67(14), 3.48(30), 3.18(92), 2.86(70), 2.71(18), 2.49(18). В Мп-содержащих метасланцах м-ния Черчьяра, Лигурия (Италия) с пектолитом, кварцем, к.п.ш., рихтеритом и браунитом. Назван по составу и за сходство с сугилитом. *Nagashima M., Fukuda C., Matsumoto T., Imaoka T., Odicino G., Armellino G.* Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 1, P. 57–66; https://www.mindat.org/min-53545.html.

102. Одихинчаит — (odikhinchaite) — Na₉Sr₃[(H₂O)₂Na]Ca₆Mn₃Zr₃NbSi(Si₂₄O₇₂)O(OH)₃(CO₃) · H₂O — гр. эвдиалита. Триг.с. *R3m. a* = 14.2837, *c* = 30.0697 Å. Z = 3. Плотные розетковидные агрегаты до 11 мм пластинчатых кристаллов до 0.3 × 0.1 × 0.05 мм. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. темно-пурпурный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Сп. отчетливая по (001). Микротв. 430 (тв. 5). Плотн. 2.97 (изм.), 3.04 (выч.). Одноосный (—). $n_o = 1.638$, $n_e = 1.630$. Плеохроизм: по *No* — ярко-малиновый, по *Ne* — ярко-желтый. Дан ИК-

спектр. Хим. (м.з., средн.): Na₂O 9.26, K₂O 0.59, CaO 12.77, MnO 5.49, FeO 0.75, MgO 0.24, SrO 5.81, La₂O₃ 0.38, Ce₂O₃ 0.39, Nd₂O₃ 0.15, Al₂O₃ 0.07, SiO₂ 44.80, ZrO₂ 11.13, TiO₂ 0.07, Nb₂O₅ 4.17, Cl 0.69, CO₂ 0.90 (опред. методом селективной сорпции продуктов прокаливания), H₂O 2.22 (выч. методом Пенфилда), -O=Cl 0.16, сумма 99.72. Рентгенограмма (интенс. л.): 11.42(64)(101), 4.309(41)(205), 3.405(53)(131), 3.208(45)(208,036), 3.167(44)(217), 2.978(100)(315), 2.858(86)(404). В агпаитовой пегматитовой жиле, находящейся в мельтейгитах ультрабазитовой шелочно-карбонатитовой интрузии Одихинча, п-ов Таймыр (Россия) с ортоклазом, альбитом, эгирином, канкринитом, анкилитом-(Ce), катаплеитом и вадеитом. Назван по месту находки. *Gritsenko Yu.D., Chukanov N.V., Aksenov S.M., Pekov I.V., Varlamov D.A., Pautov L.A., Vozchikova S.A., Ksenifontov D.A., Britvin S.N.* Minerals. 2020, Vol. 10, N 12, # 1062. DOI:10.3390/min10121062.

103. Виттинкиит (vittinkiite) – MnMn₄[Si₅O₁₅] – гр. родонита. Трикл.с. *P*1. *a* = 6.6980, b = 7.6203, c = 11.8473 Å, $\alpha = 105.663^{\circ}$, $\beta = 92.400^{\circ}$, $\gamma = 94.309^{\circ}$. Z = 2. Массивные агрегаты таблитч. зерен-кристаллов до 2 мм. Полупрозрачный в агрегатах, прозрачный в мелких фрагментах. Цв. светло-розовый. Черта белая. Бл. стекл. Сп. совершенная по {201}, хорошая по {021} и {210}. Плотн. 3.68 (изм.), 3.737 (выч.). В пр. св. бледно-розовый до бесцветного. Не плеохроирует. Двуосный (+). *bNm* = 22°. *n*_p = 1.725, *n*_m = 1.733, *n_g* = 1.745, 2*V* = 75° (изм.), 79° (выч.). Дисперсия слабая, *r* < *v*. Дан ИК-спектр. Хим. голотипа(м.з., WDS, средн. из 4 опр): MgO 0.52, CaO 0.93, MnO 51.82, FeO 1.26, ZnO 0.11, SiO₂ 46.48, сумма 101.12. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.332(42) (120), 3.138(61)(210), $3.077(28)(\overline{12}2), 2.987(29)(\overline{2}11), 2.958(79)(\overline{2}11), 2.935(95)(0\overline{14}),$ 2.749(100)(022). 2.655(28)(114), 2.226(32)(025), 2.180(40)(310). На м-нии Виттинки (старое шведское название Виттинге – Vittinge), муниц. Исокирё (Финляндия) (голотип) с кварцем, родонитом, тефроитом, пироксмангитом и окислами Мп. Минерал можно назвать давно известным, т.к. родонит с низким содержанием Са был известен и описан давно. Назван по месту, где он был впервые описан. Shchipakina N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Zubkova N.V., Belakovskiy D.I., Britvin S.N., Koshlyakova N.N. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 869-880.

104. Шуйскит-(Cr) – [shuiskite-(Cr)] – Ca₂CrCr₂[SiO₄][Si₂O₆(OH)](OH)₂O – гр. пумпеллиита. Монокл.с. *C2/m. a* = 19.2436, *b* = 5.9999, *c* = 8.8316 Å, β = 97.833°. Z = 4. Длинные призмат. до игольчатых кристаллы до $0.1 \times 0.5 \times 7$ мм, удлиненные по [010] и обычно слегла уплощенные по [100], их радиальные, пучковидные агрегаты. Простые формы (пинакоиды): {100}, {001}, {102} и {102}. Прозрачный, полупрозрачный. Цв. зависит от источника освещения: в агрегатах при дневном освещении зеленовато-черный, при свете лампы — слабо-пурпурно-черный; отдельные кристаллы — зеленые до светло-зеленых и пурпурные до серовато-пурпурных соответственно. Черта серо-зеленая. Бл. стекл. Тв. 6. Сп. отчетливая по {001}. Изл. неровн. Плотн. 3.432 (выч.). Двуосный (-). *bNg* ≈ 12°. *n_p* = 1.757, *n_m* = 1.788, *n_g* = 1.794, 2*V* = 45° (изм.), 46° (выч.). Плеохроизм для более утолщенных кристаллов: по Np – сероватый, по Nm – светло-зеленовато-зеленый, по N_g — коричневый; для более тонких кристаллов по N_p — светлосероватый, почти бесцветный, по Nm – светло-зеленоватый, по Ng – светло-зеленовато-коричневый. Дисперсия сильная. Дан ИК-спектр. Хим.(м.з., SEM EDS и WDS, средн. из 5 опр.): CaO 21.33, MgO 3.17, Al₂O₃ 5.41, Cr₂O₃ 28.50, TiO₂ 0.18, SiO₂ 33.86, H₂O 5.82 (выч. по стехиометрии), сумма 98.27. На шахте Рудная Сарановского м-ния, Ср. Урал (Россия) с Сг-содержащим клинохлором, ярко-зеленым уваровитом, хромитом и кальцитом. Назван по составу и за сходство с шуйскитом-(Mg). Lykova I., Varlamov D., Chukanov N., Pekov I., Belakovskiy D., Ivanov O., Zubkova N., Britvin S. Minerals. 2020, Vol. 10, N 5, # 390. DOI: 10.3390/min10050390.

105. Калийгастингсит – (potassic-hastingsite) – $KCa_2(Fe_4^{2+}Fe^{3+})(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$. Монокл.с. C2/m. a = 9.9405, b = 18.2561, c = 5.3501 Å, $\beta = 105.117^{\circ}$. Z = 2. Кристаллы до $0.1 \times 0.05 \times 0.05$ мм. Простые формы: {110}, {010} и {001}. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. черный до темно-зеленого. Черта темно-зеленая. Бл. стекл. Хрупкий. Сп.

59

совершенная по {110}. Тв. 5.5. Плотн. 3.51 (выч.). Двуосный (—). $n_p = 1.708$, $n_m = 1.716$, $n_g = 1.718$. Плеохроизм сильный: по Nm — коричнево-зеленый, по Ng — бледно-синий до синего. Дисперсия сильная до средней, r < v. Дан мёссбауэровский спектр. Хим. (м.з., средн. из 16 опр.): SiO₂ 35.02, TiO₂ 0.35, Al₂O₃ 10.69, Cr₂O₃ 0.03, Fe₂O₃ 7.33, FeO 26.08, CaO 11.35, MnO 0.43, MgO 0.23, NiO 0.02, Na₂O 0.61, K₂O 2.79, Cl 2.97, —O=Cl 0.67, H₂O 1.43, сумма 98.66. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.504(100)(110), 3.417(35)(131), 3.155(60)(310), 2.735(70)(151), 2.623(35)(061), 2.570(35)(202). В вулканических породах района Кешикетен Баннер (Keshiketeng Banner), Внутренняя Монголия (Китай) с калийхлоргастингситом, кварцем и биотитом. Минерал под таким названием, которое сохранено для нового минерала, уже неоднократно описывался, но не был официально утвержден MMA. *Ren G., Li G., Shi J., Gu X., Fan G., Yu A., Liu Q., Shen G.* Miner. Petrol. 2020, Vol. 114, N 5, p. 403–412.

106. Бадахшанит-(Y) [badakhshanite-(Y)] – $Y_2Mn_4Al(Si_2B_7BeO_{24})$ гр. переттиита. Ромб.с. *Рпта. a* = 12.852, *b* = 4.5848, *c* = 12.8539 Å. Z = 2. Отдельные столбчатые кристаллы до 400 мкм в длину. Цв. желто-коричневый. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. раков. Тв. 6.5–7. Микротв. 947. Плотн. 4.27 (изм.), 4.41 и 4.25 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам.). В пр. св. бледно-желтый и прозрачный. Двуосный (–). n_p = 1.805, n_m = 1.827 (выч.), n_g = 1.835, $2V = -60^{\circ}$ (изм.). Дисперсия слабая, r > v. Дан FTIR-спектр. Хим. (м.з., WDS, ICP-OES, средн. из 6 опр.): SiO₂ 11.96, ThO₂ 0.12, Sm₂O₃ 0.17, G₂O₃ 0.30, Tb₂O₃ 0.10, Dy₂O₃ 0.73, Ho₂O₃ 0.19, Er₂O₃ 1.34, Tm₂O₃ 0.54, Yb₂O₃ 8.82, Lu₂O₃ 2.32, Y₂O₃ 16.60, Sc₂O₃ 1.57, Al₂O₃ 3.06, B₂O₃ 22.06, FeO 0.94, MnO 23.33, CaO 0.58, BeO 2.84, сумма 97.57. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.07(45)(101), 4.59(42)(010), 4.07(39)(103), 3.042(100)(113), 2.637(68)(410), 2.533(60)(313), 2.119(32)(215), 1.828(36)(323). В гранитном миароловом пегматите Дорожный, Восточный Памир, Горно-Бадахшанская автономная обл. (Таджикистан) с кварцем, Sc-содержащими спессартином, тусионитом и шерлом. Назван по месту находки. *Раито V.Yu.* Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 3, P. 381–394.

107. Фторлуаншивейит (fluorluanshiweiite) – KLiAl_{1.5} $\Box_{0.5}$ (Si_{3.5}Al_{0.5})O₁₀F₂ – гр. слюд. Монокл.с. *C2/m. a* = 5.2030, *b* = 8.9894, *c* = 10.1253 Å, β = 100.68°. *Z* = 2. Зерна обычно <1 мм, наибольшее – 1 см. Прозрачный. Цв. серебристо-белый. Черта белая. Бл. стекл. Гибкий. Тв. ~ 3. Сп. совершенная по {001}. Плотн. 2.94 (изм.), 2.898 (выч.). В пр. св. серовато-белый до бесцветного. Двуосный (–). n_p = 1.554, n_m = 1.581, n_g = 1.583, $2V = 25-35^{\circ}$ (изм.), 30.05° (выч.). Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з. и LA-ICP-MS, средн. из 20 опр.): K₂O 9.87, Rb₂O 2.86, Cs₂O 0.86, Na₂O 0.26, Li₂O 3.85, FeO 0.26, MnO 0.43, Al₂O₃ 23.65, SiO₂ 52.42, F 9.35, -F = O 3.93, сумма 99.88. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.427(25)(001), 4.519(57)(020), 4.121(25)(021), 3.628(61)(112), 3.350(60)(022), 3.091(46)(112), 2.586(100)(130), 1.506(45)(312). На пегматитовом Li,Cs,Ta м-нии Наньяншань (Китай) с луаншивейитом, полилитионитом, кукитом, альбитом, кварцем, неизвестной Cs-содержащей слюдой, сподуменом, монтебразитом, эльбаитом, фторапатитом, поллуцитом и наньпинитом. Назван по составу и за сходство с луаншивейитом. *Qu K., Sima X., Li G., Fan G., Shen G., Liu X., Xiao Z., Guo H., Qiu L., Wang Y.* Minerals. 2020, Vol. 10, N 2, # 93. DOI: 10.3390/min10020093.

108. Уиндмаунтинит (windmountainite) – $\Box Fe_2^{3+}Mg_2\Box_2Si_8O_{20}(OH)_2(H_2O)_4\cdot 4H_2O$ – гр палыгорскита. Монокл.с. *C2/m. a* = 13.759, *b* = 17.911, *c* = 5.274 Å, β = 106.44°. *Z* = 2. Полупрозрачный. Радиальные агрегаты до 0.02х6 мм игольчатых до тонкопластинчатых кристаллов, удлиненных по [001] и с уплощенных по пинакоиду {010}. Цв. оранжево-коричневый до желтовато-коричневого. Черта оранжево-коричневая. Бл. тусклый (в агрегатах шелков.). Тв. 2. Хрупкий. Изл. заноз. Преположительно две хорошие сп. по {110}. Плотн. 2.51 (выч.). *n*_{средн.} = 1.593. Плеохроизм сильный – оранжево-коричневый || длине и бесцветный до светло-оранжевого || ширине кристалла. Дан ИКспектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 6 опр): Na₂O 0.08, MgO 3.47, Al₂O₃ 1.15, SiO₂ 49.76, Cl 0.07, K₂O 0.40, CaO 0.68, TiO₂ 0.30, MnO 5.64, Fe₂O₃ 20.17, H₂O 16.59 (выч.), –O=Cl

0.02, сумма 98.29. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.592(100)(110), 5.453(16)(130), 4.484(19)(040), 4.173(28)(221), 3.319(53)(221,400), 2.652(30)(440,351), 2.530(27)(002,261). В фонолитовой дайке в районе Уинд Маунтин, шт. Нью-Мексико (США) с альбитом, эгирином, фторапофиллитом-(К), натролитом, неотокитом и монтмориллонитом. Назван по месту находки. *Leung D.D., McDonald A.M.* Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 4, p. 477–509.

109. Фторапофиллит-(NH₄) [fluorapophyllite-(NH₄)] – NH₄Ca₄(Si₈O₂₀)F·8H₂O – гр. апофиллита. Тетр.с. *P4/mnc. a* = 8.99336, *c* = 15.7910 Å. *Z* = 2. Кластеры или корочки из хорошо образованных кристаллов до 4 мм, обычно призмат. с пирамидальным или уплощенным окончанием. Простые формы: {110}, {101} и {001}. Полупрозрачный. Бесцветный до светло-розового. Черта белая. Бл. стекл. до перл. Тв. 4.5-5. Сп. совершенная по {001}. Хрупкий. Изл. неправ. Плотн. 2.325 (выч.). Одноосный (+). n_o = 1.5414, $n_e = 1.5393$. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн. из 11 опр): Na2O 0.23, K2O 1.67, (NH4)2O 1.62, CaO 25.74, MgO 0.11, SiO2 53.97, F 1.80, H2O 16.41 (выч.), -O=F₂ 0.76, сумма 100.79. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.897(32)(002), 7.812(13)(101), 4.547(14)(103), 3.946(100)(004), 2.985(39)(105), 2.4841(11)(215),1.5788(12)(0.0.10). В андезитовом карьере Вечек вблизи одноименного поселения (вост. Словакия) с кальцитом, тридимитом, пиритом, шабазитом-Са и гейландитом-Са. Назван по составу согласно теперешней номенклатурной схеме минералов гр. апофиллита. Števko M., Sejkora J., Plášil J., Dolniček Z., Škoda R. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 2, p. 533–539.

110. Фторкарлетонит (fluorcarletonite) – KNa₄Ca₄Si₈O₁₈(CO₃)₄(F,OH) · H₂O. Тетр.с. *Р4/mbm. a* = 13.219, *c* = 16.707 Å. Z = 4. Неравномерно распределенные в чароит-содержащих породах аллотриоморфные зерна до $0.5 \times 0.7 - 0.3 \times 0.5$ см, их агрегаты до 0.7×1.5 см. Цв. светло-синий до синего. В шлифе бесцветный. Хрупкий. Сп. совершенная по {001}, хорошая отдельность по {110}. Изл. раков. Тв. 4–4.5. Плотн. 2.491 (выч.). Одноосный (–). n_o = 1.520, n_e = 1.515. Даны FTIR-спектр и кривые TГ и DSC. Хим. (м.з., средн. из 10 опр.): SiO₂ 44.1, CaO 20.0, Na₂O 11.1, K₂O 4.5, F 1.3, TiO₂ 0.1, Al₂O₃ 0.03, сумма 81.14. Анализы ТГ и DSC показывают потери H₂O и CO₂ 1.17 и 14.9% соответственно. Рентгенограмма (интенс. л.): 16.92(22), 8.417(76), 4.190(100), 3.358(20), 2.917(28), 2.790(27), 2.758(20), 2.393(22). В Мурунском шелочном массиве, Якутия (Россия) с апатитом, эгирином, фторапофиллитом-(К), пектолитом и чароитом. Назван по составу и за сходство с карлетонитом. *Каneva E., Radomskaya T., Suvorova L., Sterkhova I., Mitichkin M.;* Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 1, p. 137–146; https://www.mindat.org/min-53722.html.

111. Кесеболит-(Се) [kesebolite-(Се)] – CeCa₂Mn(AsO₄)[SiO₃]₃. Монокл.с. $P_{2_1}/c. a = 6.7382, b = 13.0368, c = 12.0958 Å, <math>\beta = 98.578^{\circ}$. Z = 4. Эвгедральные короткопризмат. кристаллы до 3 мм со штриховкой по удлинению. Простые формы: {001}, {100} и {110}. Цв. темно-коричневый до серовато-коричневого. Черта светло-коричневая. Бл. стекл. Тв. 5–6. Микротв. 825. Хрупкий. Изл. неправ. Сп. хорошая по {100}. Плотн.3.998 (выч.). Двуосный (+). $n_2 = 1.76, n_1 = 1.74$ (выч.). Плеохроизм слабый в коричневато-желтых тонах. R_2 и R_1 на воздухе (%): 7.82 и 7.61 при 470 нм, 7.68 и 7.47 при 546, 7.56 и 7.37 при 589, 7.56 и 7.38 при 650 нм. Хим. (SEM EDS и LA-ICP-MS, средн. из 9 опр.): MgO 0.334, SiO₂ 29.10, P₂O₅ 0.639, SO₃ 0.54, CaO 17.90, V₂O₅ 0.318, MnO 11.40, FeO 0.165, ZnO 0.012, As₂O₅ 14.74, SrO 0.103, Y₂O₃ 0.243, La₂O₃ 2.803, Ce₂O₃ 18.171, Pr₂O₃ 0.716, Nd₂O₃ 2.756, Sm₂O₃ 0.240, PbO 0.116, Bi₂O₃ 0.019, ThO₂ 0.061, сумма 100.38.

Рентгенограмма (интенс. л.): 3.228(57)(210), 3.138(84)(041), 3.114(100)(202), 3.002(48)(132), 2.924(92)(140), 2.908(72)(014), 2.856(48)(042). На Мп-(Fe-Cu) м-нии Кесебол, Вестра, Гёталанд (Швеция) с родонитом, баритом, кварцем, кальцитом, тальком, андрадитом, родохрозитом, к.п.ш., гематитом, гаспаритом-(Се), хреновитом-(Ү) и ферриакасакаитом-(Се). Назван по месту находки и по составу. *Holtstam D., Bindi L., Karlsson A., Langhof J., Zack T., Bonazzi P., Persson A.* Minerals. 2020, Vol. 10, N 4, # 385. DOI:10.3390/min10040385

ОРГАНИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛООРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

112. Уроксит (uroxite) – $[(UO_2)_2(C_2O_4)(OH)_2(H_2O)_2] \cdot H_2O$. Монокл.с. $P2_1/c$. a == 5.5698, b = 15.2877, c = 13.3724 Å, $\beta = 94.015^{\circ}$. Z = 4. Радиальные агрегаты призм или пластинок до 1 мм в длину, удлиненных и исштрихованных по [100] и уплощенных по {010}. Простые формы: {010}, {001} (призмы) и {102} (окончание) (дан чертеж). Цв. светло-желтый. Черта очень бледно-желтая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 2. Изл. неровн. Сп. совершенная по {102} и несовершенная по {001}. Плотн. 4.187 (выч.). Флюоресценция умеренная в неоново-зеленых тонах (при 405 нм). Двуосный (–). Nm = b, aNg = b= 35° (в тупом углу β). n_p = 1.602, n_m = 1.660, n_g = 1.680, 2V = 59° (изм.), 59.1° (выч.). Дисперсия умеренная, r > v. Даны ИК- и рамановский спектры. Медленно раств. при комн. т-ре в разбавл. HCl. Хим. (м.з., средн. из 8 опр.): UO₃ 79.60, C₂O₃ 10.02(выч. по стр-ре), H₂O 10.03 (выч. по стр-ре), сумма 99.65. Рентгенограмма (интенс. л.): $10.05(38)(011), 5.00(100)(022,\overline{1}11), 4.75(23)(031), 4.43(51)(120,\overline{1}02), 3.567(33)(131),$ 3.341(29)(033,132,004), 2.623(28)(202,015,143,220). Вторичный в виде выцветов на стенках шахты (на асфальт-кварцевой матрице) рудника Маркей, шт. Юта и рудника Бурро, шт. Колорадо (США) с фейнманитом и гипсом на руднике Маркей и с абернатиитом, гипсом, тюямунитом, уранопилитом и неидентифицированным уранил-оксалатом на руднике Бурро. Назван по составу – UR (уранил) и ОХ (оксалат). Kampf A.R., *Plášil J., Nash B.P., Němec I., Marty J.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 1, p. 131–141.

113. Метауроксит (metauroxite) – $(UO_2)_2(C_2O_4)(OH)_2(H_2O)_2$. Трикл.с. $P\overline{1}$. a = 5.5635, b = 6.1152, c = 7.8283 Å, $\alpha = 85.572^\circ$, $\beta = 89.340^\circ$, $\gamma = 82.468^\circ$. Z = 1. Плохо оформленные пластинки и таблетки до 10 мкм. Таблетки уплощены по {011}. Цв. светло-желтый. Черта очень бледно-желтая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 2. Изл. неровн. Возможно хорошая сп. по {101} и {010}. Плотн. 4.403 (выч.). Флюоресценция слабая в зелено-серых тонах (при 405 нм). Приблизительные показатели преломления: $n_p = 1.615$, $n_g = 1.685$. Дан рамановский спектр. Медленно раств. при комн. т-ре в разбавл. HCl. Хим. (м.з., средн. из 8 опр.): UO₃ 82.66, C₂O₃ 10.40 (выч. по стр-ре), H₂O 7.81(выч. по стр-ре), сумма 100.87. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.06(45)(010), 5.52(33)(100), 4.97(34)(011), 4.52(100)(011,101), 3.888(80)(111,002,10), 3.180(51)(102,012), 2.604(32)(201,121). Вторичный в виде выцветов на стенках шахты (на асфальт-кварцевой матрице) рудника Бурро, шт. Колорадо (США) с абернатиитом, гипсом, тюямунитом, уранопилитом и не-идентифицированным уранил-оксалатом. Назван за сходство с урокситом, приставка "мета" указывает на то, что в его составе на одну группу H₂O меньше, чем в уроксите. *Катрf A.R., Plášil J., Němec I., Marty J.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 1, p. 131–141.

114. Боярит (bojarite) – Cu₃(N₃C₂H₂)₃(OH)Cl₂·6H₂O. Куб.с. *Ed3c. a* = 24.8074 Å. Z = 32. Тонкозернистые пористые агрегаты до 1 × 3 × 5 мм. Непрозрачный. Тусклый. Цвет и черта голубые. Тв. 2 (для агрегатов). Хрупкий. Плотн. 2.057 (выч.). Изотропный. n = 1.635. В пр. св. бледно-голубой, не плеохроирует. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з, EDS, средн. из 3 опр.): Na 0.22, Mg 0.74, Fe 0.99, Cu 29.73, Cl 13.62, N 20.4, C 11.6, H 3.3, O 19.93 (выч. по стехиометрии), сумма 100.53. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.83(31)(220), 7.19(100)(222), 6.23(35)(400), 5.077(28)(422), 4.194(28)(531), 3.584(23)(444), 2.865(28)(660,751), 2.723(22)(753,842). На м-нии гуано Пабельон де Пика, пров. Икике, Тарапака (Чили) с нашатырем, галитом, нитратином и беллоитом. Назван в честь австралийского минералога Ганса-Петера Бояра (Hans-Peter Bojar, b. 1967). *Chukanov N.V., Möhn G., Zubkova N.V., Ksenofontov D.A., Pekov I.V., Agakhanov A.A., Britvin S.N., Desor J.* Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 6, p. 921–927.

НЕНАЗВАННЫЕ (НЕДОСТОВЕРНЫЕ), НЕУТВЕРЖДЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Ті₁₁(Si,P)₁₀ и Ті₁₀(Si,P,□) – хромититы офиолитов Луобуса, Тибет (Китай).

Xiong F., Xu X., Mugnaioli E., Gemmi M., Wirth R., Grew E.S., Robinson P.T., Yang J. Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 6, p. 557–574.

(**Re**,**Mo**)S₂; **Re**S₃; **Re**₂S₇; (**Pb**,**Re**,**Zn**)S₂; (**Pb**,**Re**,**Fe**)₂S₃; (**Re**,**Fe**)(**Pb**,**Bi**)S₃; **Re**S₃; **Re**₂S₇ – в медноколчеданных рудах проявления Майке, Сев. Улытау (Казахстан).

Левин В.А., Степанец В.Г., Ли Е.С., Бекенова Г.К., Хакимжанов М.С. Записки РМО. 2020, Т. 149, № 5, с. 82–98.

PbGeS₃; Cd₄GeS₆; GeAsS; GeS₂; Sn₄Sb₃S₇ – м-ние Катержина, Радванице, Трутнов (Чехия).

Sejkora J., Makovicky E., Balić-Žunik T., Berlepsch P. J. Geosci. 2020, Vol. 65, N 3, p. 141–152. **Fe(SO₄)(OH)** · 2H₂O – зона гипергенеза золоторудного м-ния Хангалас, Якутия (Россия). *Kudrin M.V., Zayzkina N.V., Fridovsky V.Yu., Galenchikova L.T.* 3PMO. 2020. Т. 149. № 3. C. 126–146.

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ

Теллура минералы — рассмотрено химическое разнообразие и сложность 176 известных на сегодняшнее время минералов теллура.

Krivovichev V.G., Krivovichev S.V., Charykova M.V. Minerals. 2020, Vol. 10, N 7, # 623; DOI: 10.3390/min10070623

Тетраэдрита группа — номенклатура и классификация

Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moëlo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. Amer. Miner. 2020, Vol. 105, N 1, p. 109–122.

Шуйскит – переименован в шуйскит-(Mg) (proposal IMA 2019 – 117).

Lykova I., Varlamov D., Chukanov N., Pekov I., Belakovsky D., Ivanov O., Zubkova N., Britvin S. Minerals. 2020, Vol. 10, N 5, # 390. DOI:10.3390/min10050390

Церита надгруппа — утверждена ММА КННН и К. Включает гр. церита (силикаты) и гр. мериллита (фосфаты). Церит-(La) переименован в феррицерит-(La).

Atencio D., de Almeida Azzi A. 2020, Vol. 84, N 6, p. 928-931.

Палыгорскита группа – дана схема классификации.

Leung D.D., McDonald A.M. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 4, p. 477-509.

НОВЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ. НОВЫЕ ФОРМУЛЫ. НОВЫЕ СТРУКТУРЫ

Юшкинит — кристаллическая стр-ра. Уточнена идеальная ф-ла $[(Mg_{0.60}Al_{0.30}V_{0.10})_{\Sigma 1.0}(OH)_2][V_{0.875}S_2]$ и сингония — тригональная, a = 3.25 Å, c = 11.40 Å. Соболева С.В., Евстигнеева Т.Л., Боева Н.М., Бортников Н.С. ДАН. Науки о Земле.

2020. T. 491. № 2. C. 27–30.

Рутил, богатый халькофильными элементами (Sb₂O₅ до 35 мас. %, SnO₂ до 59 мас. %, Te до 11.3 мас. % – в отложениях активных фумарол вулкана Толбачик, Камчатка (Россия)

Касситерит, высокотитанистый (TiO₂ 19-23 мас. %) - там же.

Сандаков Ф.Д., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Япаскурт В.О., Агаханов А.А., Сидоров Е.Г., Бритвин С.Н. ЗРМО. 2020, Т. 149. № 2. С. 22–41.

Самарскит-(Y) — решение структуры на неметамиктных кристаллах из санидинитов в районе Лаахерского озера, Айфель (Германия). Новая ф-ла YFe³⁺Nb₂O₈.

Britvin S.N., Pekov I.V., Krzhizhanovskaya M.G., Agakhanov A.A., Ternes B., Schüller W., Chukanov N.V. Phys. Chem. Miner. 2019, Vol. 46, N 7, p.727–741.

Коснарит – впервые определена структра

Piilonen P.C., Friis H. Rowe R, Poirier G. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 5, p. 637-652.

Кокимбит) – переопределение минерала, новая формула $AlFe_3^{3+}$ (SO₄)₆·6H₂O.

Mauro D., Biagioni C., Pasero M., Skogby H., Zaccarini F. Miner. Mag. 2020, Vol. 84, N 2, p. 275–282.

Беломаринаит – новая формула KNaKNa(SO₄)₂, уточнение стр. данных.

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Belakovskiy D.I., Zubkova N.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Sidorov E.G. Canad. Miner. 2020, Vol. 58, N 2, P. 167–181.

Синкозит — первая природная находка с триклинной сингонией на руднике Ридж, шт. Айдахо (США).

Mumme W.G., Grey I.E., Gable R.W., MacRae C.M., Loomis T. Neues Jb. Miner. Abh. 2020, Bd. 196, Hf. 3, s. 261–268.

Паризит-(Се) – новый полиморф. В районе Маунт-Молоси (Малави).

Capitani G. Europ. J. Miner. 2020, Vol. 31, p. 429-442.

Муллит-2*с* — природный политип муллита из Эттингер Беллерберга, Эйфель (Германия)

Lenz S., Birkenstock J., Fischer L.A., Schneider H., Bischer R.X. Europ. J. Miner. 2020, Vol. 32, N 2, p. 235–249.

Ссайбелиит, высокожелезистый (FeO 28.45 мас. %) – гидротермалиты на контакте с кимберлитами, Якутия (Россия)

Зубков Н.В., Пеков И.В., Чуканов Н.В., Чайковский И.И., Япаскурт В.О., Пущаровский Д.Ю. ЗРМО. 2020. Т. 149. № 2. С. 72–79.

Чейесит, Al аналог с $Al > Fe^{3+}$ – лампроиты района Канкарикс (Испания).

Zubkova N.V., Chukanov N.V., Schäfer C., Van K.V., Pekov I.V. Pushcharovsky D.Yu. Neues Jb. Miner. Abh. 2020, Bd.196, Hf. 3, s. 113–120.

Ойелит (оелит) – уточненная ϕ -ла Ca₅BSi₄O₁₃(OH)₃ · 4H₂O, решение стр-ры, новые минералогические данные.

Pekov I.V., Zubkova N.V., Chukanov N.V., Yapaskurt V.O., Britvin S.N., Kasatkin A.V., Pushcharovsky D.Y. Europ. J. Miner. 2019, Vol. 31, N 3, p. 595–608.

ДИСКРЕДИТАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Лесюкит – показано, что он идентичен кадваладериту.

Peterson R.C., Metcalf M., Kampf A.R., Contreira Filho R.R., Reid J., Joy B. Canad. Miner. 2019, Vol. 57, N 6, p. 827–841.

Гелиофиллит – показано, что он идентичен экдемиту.

Perchiazzi N, Hålenius U, Demitri N, Vignola P. Europ. J. Miner., Vol. 32, N 2, P. 265–273.

СПИСОК МИНЕРАЛОВ, РАССМОТРЕННЫХ В ДАННОМ ОБЗОРЕ И УТВЕР-ЖДЕННЫХ КНМ ММА ДО ОПУБЛИКОВАНИЯ¹

Авдеевит (99) [(Na,R')_{0.5-1}(H₂O)_y]{(Be,Li)₃(Al, M^{2+})₂Si₆O₁₈}, где $y \le 1$, R' = Cs, Rb, K, Ca, $M^{2+} = Fe$, Mg, Mn

Аданит (73) Pb₂(Te⁴⁺O₃)(SO₄) *Акоповаит* (36) Li₂Al₄(OH)₁₂(CO₃)(H₂O)₃ Алюминосугилит (101) KNa₂Al₂Li₃Si₁₂O₃₀ *Аммониотинслейит* (41) (NH₄)Al₂(PO₄)₂(OH)·2H₂O Арсенотучекит (16) Ni₁₈Sb₃AsS₁₆ *Арсмирандит* (51) Na₁₈Cu₁₂Fe³⁺O₈(AsO₄)₈Cl₅ *Бадаловит* (47) NaNaMg(MgFe³⁺)(AsO₄)₃ *Бадахшанит-(Y*) (106) Y₂Mn₄Al(Si₂B₇BeO₂₄) Бадэнчжуит (5) TiP *Боярит* (114) Cu₃(N₃C₂H₂)₃(OH)Cl₂·6H₂O *Борисенкоит* (58) Cu₃[(V,As)O₄]₂ Босоит (28) SiO₂·nC_xH_{2x + 2}

Курсивом выделены названия минералов, открытых учеными России, а также изученных ими совместно с учеными других стран. Цифры в скобках после названия указывают на порядковый номер минерала в данном обзоре.

Боулзит (14) PtSnS Бьяджиониит (12) Tl₂SbS₂ Bumeum (19) Pd₅InAs Виттинкиит (103) MnMn₄[Si₅O₁₅] Гидроксиплюмбопирохлор (31) (Pb_{1.5}, 5)Nb₂O₆(OH) Гликинит (64) $Zn_3O(SO_4)_2$ Гоблинит (67) СоСи₄(SO₄)₂(OH)₆·6H₂O Грамматикопулосит (8) NiVP Гргуричит (88) CaCr₂(CO₃)₂(OH)₄·4H₂O Джаковаццоит (75) K₅Fe³⁺₃O(SO₄)₆(H₂O)₉·H₂O Джансит-(CaMnZn) (40) CaMn³⁺Zn₂Fe³⁺₂(PO₄)₄(OH)₂:8H₂O Жанкемпит (45) Ca₅(AsO₄)₂(AsO₃OH)₂(H₂O)₇ Исселит (74) Cu₆(SO₄)(OH)₁₀(H₂O)₄·H₂O Йохангеоргенштадтит (44) $Ni_{45}^{2+}(AsO_4)_3$ Кадваладерит (37) $Al_2(H_2O)(OH)_4 \cdot n(Cl,OH^-,H_2O)$ Кайнотропит (61) $Cu_4Fe^{3+}O_2(V_2O_7)(VO_4)$ Калийгастингсит (105) КСа₂(Fe²⁺Fe³⁺)(Si₆Al₂)O₂₂(OH)₂ Кейсиит (63) $[(V^{5+}O_2)_2Al_{15}(OH)_{30}][H_2V^{4+}V_9^{5+}O_{28}][V_{10}^{5+}O_{28}]_2 \cdot 116H_2O$ Кесеболит-(Ce) (111) CeCa₂Mn(AsO₄)[SiO₃]₃ Кишонит (1) VH₂ Корякит (71) NaKMg₂Al₂(SO₄)₆ Кроупаит (34) КРb_{0 5}[(UO₂)₈O₄(OH)₁₀] · 10H₂O Ксенофиллит (38) Na₄Fe₇(PO₄)₆ Куяит (57) Ca₂Mn³⁺As₁₄³⁺O₂₄Cl Лангхофит (81) Pb₂(OH)[WO₄(OH)] Ламсденит (60) NaCa₃Mg₂(As³⁺V₂⁴⁺V₁₀⁵⁺As₆⁵⁺O₅₁) \cdot 45H₂O Леманит (52)- Na₁₈Cu₁₂Ti⁴⁺O₈(AsO₄)₈FCl₅ Линбаоит (24) AgTe₃ Лорантомасит (100) Mg₂K(Be₂Al)Si₁₂O₃₀ Люборжакит (17) Mn_2AsSbS_5 Люксембургит (21) AgCuPbBi₄Se₈ Майзланит (68) K₂Na(ZnNa)Ca(SO₄)₄ Малетойваямит (25) Au₃Se₄Te₆ *Манаевит-(Ce)* (92) Ca₁₁(Ce,H₂O,Ca)₈Mg(Al,Fe)₄(Mg,Ti,Fe³⁺)₈[Si₂O₇]₄[(SiO₄)₈(H₄O₄)₂](OH) Maнгaнoappoядит-(KNa) (42) KNa₅MnFe₁₃Al(PO₄)₁₁(PO₃OH)(OH)₂ Маурициодиниит (54) NH₄(As₂O₃)₂I Мачиит (29) Al₂T₃O₉ Метауроксит (113) (UO₂)₂(C₂O₄)(OH)₂(H₂O)₂ Монтеневеит (35) $Ca_3Sb_2^{5+}$ ($Fe_2^{3+}Fe^{2+}$) O_{12} Монтенероит (49) Cu²⁺Mn₂²⁺(AsO₄)₂·8H₂O *Мончетундраит* (26) Pd₂NiTe₂ Мюллерит (77) Pb₂Fe³⁺(Te⁶⁺O₆)Cl Натроафтиталит (65) K(Na,K)₂Na(SO₄)₂ Натромаркейит (89) Na₂Ca₈(UO₂)₄(CO₃)₁₃(H₂O)₂₄·3H₂O *Негевит* (6) NiP₂

Ниасит (43) Ni²⁺_{4 5}(AsO₄)₃ Норстарит (79) $Pb_6(Te^{4+}O_3)_5(S_2O_3)$ *Одихинчаит* (102) Na₉Sr₃[(H₂O)₂Na]Ca₆Mn₃Zr₃NbSi(Si₂₄O₇₂)O(OH)₃(CO₃) · H₂O Окиит (62) Mg₃[V₁₀O₂₈] · 28H₂O Орейлиит (2) Cr₂N *Оксибисмутомикролит* (32) [(Bi³⁺, #)₂₁^{Σ4+}Ta₂O₆O, где # Na⁺, Ca²⁺ и ([]) Оксикальциомикролит (30) (Ca,Na)₂(Ta,Nb,Ti)₂O₆(O,F) Панснерит (46) $K_3 Na_3 Fe_6^{3+} (AsO_4)_8$ $\Pi ep \delta e um - (La)$ (94) (CaLa₃)(Al₃Fe²⁺)[Si₂O₇][SiO₄]₃O(OH)₂ Перклевеит-(La) (97) La₂Si₂O₇ Петерсит-(La) (39) Cu₆La(PO₄)₃(OH)₆·3H₂O Петровит (69) $Na_{10}CaCu_2(SO_4)_8$ Пошепныит (22) $(Cu_{3+x}^+\Box_{3-x})_{\Sigma 6}(Hg_{4-x}^{2+}Cu_{2+x}^+)_{\Sigma 6}Sb_4(Se_{12.5}\Box_{0.5})_{\Sigma 13}$, где $0 \le x \ll 2$ Псевдомаркейит (90) Ca₈(UO₂)₄(CO₃)₁₂(H₂O)₁₈·3H₂O Рабдоборит-(V) (84) $Mg_{12}(V^{5+}, M^{6+})_{1/4}O_6\{(BO_3)_{6-x}(PO_4)_xF_{2-x}\}$, где $M^{6+}=Mo, W$ и x < 1Рабдоборит-(Mo) (85) $Mg_{12}Mo_{14}^{6+}O_6(BO_3)_6F_2$ Рабдоборит-(W) (86) $Mg_{12}W_{1\mu}^{6+}O_6(BO_3)_6F_2$ Радекшкодаит-(La) (95) (CaLa₅)(Al₄Fe²⁺)[Si₂O₇][SiO₄]₅O(OH)₃ Радекшкодаит-(*Ce*) (96) (CaCe₅)(Al₄Fe²⁺)[Si₂O₇][SiO₄]₅O(OH)₃ *Punnum* (98) K₂(Nb,Ti)₂(Si₄O₁₂)O(O,F) Рисит (27) TiO₂ Ричардсит (15) Zn₂CuGaS₄ Ротербэрит (20) PdCuBiSe₃ Рюдлингерит (59) Mn²⁺₂V⁵⁺As⁵⁺O₇·2H₂O Сивакаит (80) Ca₆Al₂(CrO₄)₃(OH)₁₂·26H₂O Сарановскит (33) SrCaFe²⁺₂(Cr₄Ti₂)Ti₁₂O₃₈ Смамит (56) Ca₂Sb(OH)₄[H(AsO₄)₂]·6H₂O Стангерсит (11) SnGeS₃ Стерджиуит (48) CaZn₂(AsO₄)₂ Тандербейит (18) TlAg₃Au₃Sb₇S₆ Танкаит-(Се) (82) FeCe(MoO₄)₃·3H₂O Тетраэдрит-(Hg) (23) Cu₆(Cu₄Hg₂)Sb₄S₁₃ Трансиорданит (7) Ni₂P Уакитит (3) VN Уиндмаунтинит (108) _______Fe³⁺ Mg₂____Si₈O₂₀(OH)₂(H₂O)₄·4H₂O Уроксит (112) [(UO₂)₂(C₂O₄)(OH)₂(H₂O)₂] · H₂O Фальгарит (66) K₄(VO)₃(SO₄)₅ $\Phi eppunep6 \ddot{e} eum - (La)$ (93) (CaLa₃)(Fe³⁺Al₂Fe²⁺)[Si₂O₇][SiO₄]₂O(OH)₂ Филоксенит (70) (K,Na,Pb)₄(Na,Ca)₂(Mg,Cu)₃(Fe³⁺_{0.5}Al_{0.5})(SO₄)₈ Фторапофиллит-(NH₄) (109) NH₄Ca₄(Si₈O₂₀)F·8H₂O Φ торкарлетонит (110) KNa₄Ca₄Si₈O₁₈(CO₃)₄(F,OH) · H₂O Фторлуаншивейит (107) KLiAl_{1 5} (Si_{3 5}Al_{0 5})O₁₀F₂ Фулбрайтит (53) $Ca(VO)_2(AsO_4)_2$ ·4H₂O Хагстромит (78) Pb₈Cu²⁺(Te⁶⁺O₆)₂(CO₃)Cl₄

Халамишит (9) Ni₅P₄

Халилсарпит (55) $[Mg(H_2O)_6][CaAs_2^{3+}(Fe_{2.67}^{3+}Mo_{0.33}^{6+})(AsO_4)_2O_7]$ Хинганит-(Nd) (91) Nd₂ Be₂Si₂O₈(OH)₂ Цинкобрадачекит –(50) NaCuCuZn₂(AsO₄)₃ Чжициньит (4) TiSi₂ Чийокоит (87) Ca₃Si(CO₃)[B(OH)₄]O(OH)₅·12H₂O Чукоткаит (13) AgPb₇Sb₅S₁₅ Шуйскит-(Cr) (104) Ca₂CrCr₂[SiO₄][Si₂O₆(OH)](OH)₂O Элеомеланит (72) (K₂Pb)Cu₄O₂(SO₄)₄ Элиопулосит (10) V₇S₈

Эндимакдональдит (76) Fe₂³⁺Te⁶⁺O₆ *Яржемскиит* (83) K[B₅O₇(OH)₂]·H₂O

Работа выполнена в рамках темы 121041500222-4 Лаборатории петрографии ИГЕМ РАН "Петрология и минерагения магматизма конвергентных и внутриплитных обстановок: история формирования крупных континентальных блоков", раздел "Музейные геологические коллекции и архивные материалы как информационные ресурсы для научных исследований и образовательных программ".

New Minerals. LXXV

V. N. Smolyaninova*, **

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia *e-mail: smolvernik@yandex.ru **e-mail: smvn14@mail.ru

The paper displays review of new minerals published in 2020. Data for each one mineral include its crystal-chemical formula, unit cell parameters, principal physical properties, chemical composition, type locality, etymology of its name, reference of the first publishing about it. In total, the review includes data on 114 newly discovered minerals approved by the IMA. There are also references for publications on questions of classification and nomenclature of minerals, improvements of composition and structure of known mineral species.

Keywords: new minerals

= МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ —

ЛЮДВИГИТ И ЮАНЬФУЛИИТ ИЗ ФУМАРОЛЬНЫХ ЭКСГАЛЯЦИЙ ВУЛКАНА ТОЛБАЧИК (КАМЧАТКА)

© 2021 г. М. О. Булах^{1, *}, д. чл. И. В. Пеков¹, Н. Н. Кошлякова¹, д. чл. Е. Г. Сидоров²

¹ Московский государственный университет, Геологический факультет, Москва, Ленинские горы, 119991 Россия

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, б-р Пийпа, 9, 683006 Россия *e-mail: aregon27@mail.ru

> Поступила в редакцию 28.06.2021 г. После доработки 28.08.2021 г. Принята к публикации 30.09.2021 г.

Статья посвящена людвигиту и юаньфулииту нового для этих минералов генетического типа – фумарольного. Оба этих железно-магнезиальных бората (оксобората) обнаружены в эксгаляционных отложениях активной фумаролы Арсенатной на вулкане Толбачик (Камчатка) в составе минеральных ассоциаций, сформировавшихся при температурах выше 550 °C. Людвигит в основном ассоциирует с ангидритом, диопсидом, минералами ряда берцелиит-шеферит надгруппы граната, тилазитом, свабитом, кальциойохиллеритом, гематитом и минералами группы рабдоборита, а юаньфулиит – с гематитом, форстеритом, энстатитом, диопсидом, фторфлогопитом, магнезиоферритом, шпинелью. Наблюдалось замещение людвигита юаньфулиитом. Оба минерала представлены ранее неизвестными химическими разновидностями, практически без примесей Fe²⁺, Al и Ti. Людвигит обогащен Mn³⁺, вплоть до состава (Mg_{2.05}Cu_{0.01})_{2.06}(Fe³⁺_{0.71}Mn³⁺_{0.29}Cr_{0.01})_{1.01}[B_{0.96}O₃]O₂. Юаньфулиит по составу очень близок к конечному железному члену ряда варвикит-юаньфулиит и лишь в незначительном количестве содержит примесь Sn; его типичный состав: $Mg_{1.10}Fe_{0.91}^{3+}Sn_{0.03}[B_{0.98}O_3]O$. Параметры их ромбических элементарных ячеек: a == 9.297(6), *b* = 12.349(7), *c* = 3.021(2) Å, *V* = 346.5(4) Å³ для людвигита; *a* = 9.30(4), *b* = = 9.43(3), c = 3.051(13) Å, V = 268(2) Å³ для юаньфулиита. Приведены и обсуждаются КР-спектры людвигита с различным содержанием примесей, а также юаньфулиита и варвикита.

Ключевые слова: людвигит, юаньфулиит, железно-магнезиальный оксоборат, КРспектр, фумарола, вулкан Толбачик, Камчатка **DOI:** 10.31857/S0869605521060022

ВВЕДЕНИЕ

Людвигит — ромбический борат (оксоборат) с идеализированной формулой $Mg_2Fe^{3+}[BO_3]O_2$, впервые описанный в XIX веке в образцах из железорудного месторождения Окна-де-Фер на территории Румынии (Tschermak, 1874), — и его железистый аналог вонсенит с фомулой конечного члена $Fe_2^{2+}Fe^{3+}[BO_3]O_2$ являются наиболее широко распространенными в природе ромбическими представителями обширной надгруппы людвигита. Людвигит встречается намного чаще, чем вонсенит.

Эти минералы изоструктурны и образуют между собой непрерывный изоморфный ряд. В основе их структуры лежат цепочки из октаэдров четырех типов (M1, M2, M3, M4), соединенных общими ребрами. Цепочки, в свою очередь, связаны в гофрированные квазислои, между которыми наблюдаются каналы, где находятся треугольные анионные группы [BO₃] (Hawthorne et al., 1996). Октаэдры M1, M2 и M3 заселены преимущественно катионами Mg и Fe²⁺, а октаэдры $M4 - Fe^{3+}$ (Norrestam et al., 1989; Bonazzi, Menchetti, 1989; Irwin, Peterson, 1999). В позиции двухвалентных катионов могут входить Mn^{2+} и Ni²⁺, а Fe³⁺ нередко в значительной мере замещается Al, Cr^{3+} или Mn^{3+} . Особенно характерны изоморфные замещения для высокомагнезиального людвигита с содержанием вонсенитового минала до 25 мол. %. По гетеровалентным схемам изоморфизма в людвигит входят высоковалентных катионов (Александров, 1976; Norrestam et al., 1989; Александров, Тронева, 2008).

Бораты ряда людвигит–вонсенит – типичные, нередко образующие скопления промышленного масштаба минералы магнезиально-скарновых месторождений, связанных с гранитными интрузивами. Появление людвигит-вонсенитовой минерализации в скарнах и связанных с ними кальцифирах относят к раннему щелочному этапу скарнообразования (Александров, 1990). Людвигит с содержанием минала $Fe_2Fe^{3+}[BO_3]O_2$ менее 25 мол. % развивается преимущественно в околоскарновых кальцифирах и мраморах, где находится в ассоциации с кальцитом, форстеритом, минералами группы гумита, гидроксилборитом, шпинелидами. В форстеритовых и пироксеновых зонах скарнов количество вонсенитового минала в боратах людвигит-вонсенитовой серии варьирует от ~25 до 75 мол. %, в целом увеличиваясь по направлению к контакту с магматическими породами. Вонсенит с содержанием >75 мол. % Fe₂Fe³⁺[BO₃]O₂ характерен для апомагнезиальных известковых скарнов, где ассоциирует с железистым диопсидом (салитом), везувианом, гранатами ряда андрадит–гроссуляр (Перцев, 1971; Александров, 1990).

Нередко людвигитовая минерализация отмечается и в метасоматитах, связанных с интрузивами среднего и основного состава. Например, в Николае-Максимилиановской копи на Южном Урале людвигит развит в клиногумитовых кальцифирах близ контакта габбро и доломитов (Александров, Тронева, 2008). Проявления этого бората в хромитовых рудах Татищевского, Уфалейского (Южный Урал) и Войкаро-Сыньинского (Полярный Урал) массивов генетически связаны с дайками габбро. В этих объектах людвигит, находящийся в ассоциации с хлоритом и хромшпинелидами, содержит 10–15 мол. % вонсенитового минала и нередко обогащен хромом (Толканов и др., 2000; наши данные). Высокожелезистый людвигит (~47 мол. % $Fe_2Fe^{3+}[BO_3]O_2$) описан в виде включений в форстерите из аподунитовых гидротермалитов месторождения ювелирного хризолита Сапат в Пакистане (Jan, Khan, 1996). Известны находки людвигита в зонах перекристаллизации габбро-долеритов интрузии Норильск-1 на северо-западе Сибирской платформы (Шевко и др., 2019).

Связанные с вулканами проявления людвигита и вонсенита описаны в Италии. Так, людвигит в ассоциации с магнезиоферритом, кальцитом и флюоритом наблюдается в полостях скарнированных доломитовых ксенолитов среди пирокластических пород в Корколле (вулкан Колли Альбани) на окраине Рима (Bachechi et al., 1966). Вонсенитовая минерализация отмечена в пустотах трахитовых пород целого ряда итальянских вулканов – это Везувий, Флегрейские поля, Вулькано, Чимино, Оза. Вонсенит здесь находится в ассоциации с санидином, апатитом, кристобалитом, более поздними цеолитами и тридимитом (Burragato, 1963; Federico, 1969; Александров, 1974; Russo, Punzo, 2004; Russo, 2008). По мнению С.М. Александрова (1974), образование вонсенита в данном случае происходило в процессе остывания трахитов, а источником бора служили сами эффузивные породы. Стоит отметить, что вонсенитовая минерализация подобного рода известна и на техногенном объекте – в горелых отвалах Челябинского угольного бассейна на Урале, где этот борат совместно с флюоритом, фторапатитом и магнетитом наблюдался на стенках полостей в переплавленной базальтоподобной породе (паралаве), состоящей из пироксена, куспидина и анортита (Чесноков и др., 1988).

Юаньфулиит MgFe³⁺[BO₃]О встречается в природе значительно реже, чем людвигит и вонсенит. Он является Fe³⁺-доминантным структурным аналогом другого редкого бората – варвикита Mg(Mg_{0.5}Ti⁴⁺_{0.5})[BO₃]O (Huang, Wang, 1994; Appel et al., 1999) – и образует с ним изоморфный ряд (Руднев и др., 2000). Основу структуры этих минералов составляют связанные в ленты колонки октаэдрических полиэдров. Две центральные колонки в составе ленты состоят из *M*1-октаэдров, заселенных в юаньфулиите преимущественно трехвалентными катионами (Fe³⁺, Al), а в варвиките – в основном Ti и Mg. Две внешние колонки ленты сложены октаэдрами *M*2, в которых находятся в основном катионы Mg. Каждая из лент повернута относительно соседней на 60°, а в расположенных между ними пустотах размещаются треугольные [BO₃]-группы (Ямнова и др., 1988; Hawthorne et al., 1996).

Искусственный аналог юаньфулиита впервые получен более семидесяти лет назад при попытке синтезировать людвигит расплавным методом; этому борату было дано название "людвигит II" (Bertaut et al., 1950), под которым он в дальнейшем и фигурировал в литературе. Позднее такое соединение фиксировалось как один из продуктов опытов по кристаллизации магнезиально-железистых боратов из раствора борной кислоты (Кравчук и др., 1966; Некрасов и др., 1970). В природе фаза с идеализированной формулой MgFe³⁺[BO₃]О была обнаружена в 1980-х гг. в кальцифирах и скарнах борно-железорудного месторождения Таежное в Южной Якутии (Малинко и др., 1986), а затем в лампроитовых породах и карбонатитоподобных жилах района Хумилья (Мурсия, Испания) (Bigi et al., 1991); в обеих процитированных публикациях она рассматривалась как железная разновидность варвикита. В качестве нового минерала под названием юаньфулиит этот борат был описан в магнезиальных мраморах борного месторождения Чжуаньмяо (Ляонин, Китай) (Huang, Wang, 1994). Помимо указанных объектов находки юаньфулиита известны в лампроитах местечка Альхорра (Мурсия, Испания) (Rebollar, 2012) и в докембрийских метаморфизованных ультрамафитах в районе Инглфилд-Лэнд на северо-западе Гренландии (Appel, 1997; Appel et al., 1999). Еще одно проявление юаньфулиита приурочено к измененным бенмореитовым лавам Монте-Кальварио в пределах вулканического комплекса Этна (Сицилия, Италия), где этот борат находится в ассоциации с санидином, гематитом, фторфлогопитом и фтористыми амфиболами (Ciriotti et al., 2016).

Варвикит распространен в природе сравнительно шире, но сведений о его возможных находках в связи с активными или потухшими вулканами найти в литературе не удалось. Однако, как и вонсенит, он обнаружен в пустотах базальтоподобных пород в горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (Чесноков и др., 1988).

Настоящая статья посвящена людвигиту и юаньфулииту нового генетического типа — из высокотемпературных фумарольных эксгаляций, где они отличаются специфическими особенностями химического состава. Боратная минерализация этого генетического типа выявлена в вулканическом массиве Толбачик на Камчатке.

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ И МОРФОЛОГИЯ ФУМАРОЛЬНЫХ ЛЮДВИГИТА И ЮАНЬФУЛИИТА

Толбачик относится к Ключевской группе вулканов, расположенной в северной части Восточного вулканического пояса Камчатки, и представляет собой вулканический массив, в который входят потухший андезитовый вулкан Острый Толбачик, действующий базальтовый вулкан Плоский Толбачик и Толбачинская региональная зона шлаковых конусов площадью 875 км², известная также как Толбачинский дол. За последние сто лет здесь произошло три извержения, наиболее крупным из которых было Большое трещинное Толбачинское извержение 1975–1976 гг. (далее – БТТИ). Эруптивные центры БТТИ сосредоточены в осевой части Толбачинской региональной зоны вдоль двух прорывов – Северного и Южного, возникших соответственно в 18 и 28 км к юго-западу от кальдеры Плоского Толбачика (Большое..., 1984). Интенсивная фумарольная деятельность, давшая богатую и разнообразную эксгаляционную минерализацию, проявилась главным образом на конусах Северного прорыва (Вергасова, Филатов, 2016).

Фумарольные системы Толбачика относятся к окислительному типу. Благодаря высокой проницаемости шлаковых построек вулканический газ в них еще до начала эксгаляционного минералообразования смешивается с кислородом воздуха, поэтому формирующаяся в фумаролах минерализация представлена разнообразными кислородными соединениями и в меньшей степени – фторидами и хлоридами. К настоящему времени в фумаролах Толбачика достоверно установлено около трех с половиной сотен минеральных видов. Свыше трети из них – новые и в большинстве своем неизвестные в других геологических формациях минералы. Представители более распространенных минеральных видов, встречающихся и в иных обстановках, характеризуются необычными наборами примесей со своеобразными схемами изоморфных замещений. Основным геохимическим фактором, определившим минеральное разнообразие и минералогическую уникальность фумарольных систем Толбачика, стало обогащение эксгаляций халькофильными элементами – Сu, Zn, Pb, As, Se, Tl, Cd и др., что позволило сформироваться рудной минерализации, нетипичной для фумарол подавляющего большинства других вулканов (Пеков и др., 2020).

Фумарола Арсенатная, в которой обнаружены людвигит и юаньфулиит, расположена в привершинной части Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ. Подробные сведения об этом объекте, в т.ч. характеристика зонального распределения минерализации в вертикальном разрезе, приведены в работах (Pekov et al., 2018; Shchipalkina et al., 2020a).

Людвигит и юаньфулиит встречаются только в нижних, наиболее высокотемпературных, частях фумаролы, расположенных на глубине 3-4 м от дневной поверхности. Согласно результатам измерений, проводившихся нами в 2015–2018 гг., температура газов в нижних горизонтах в указанные годы не превышала 500 °C, однако данные геотермометрии свидетельствуют о том, что формирование эксгаляционной минерализации здесь происходило при температурах не ниже 550 °C (Pekov et al., 2018; Shchipalkina et al., 2020a, b). По объему в фумарольных инкрустациях данной зоны, как правило, преобладают ангидрит, диопсид и/или гематит. Распространены здесь арсенаты, ванадаты и, в меньшей степени, фосфаты Ca, Mg и Na, в т.ч. образующие между собой серии твердых растворов с широко проявленными изоморфными замещениями в тетраэдрических позициях. Это минералы надгруппы апатита (свабит, фторапатит, плиниусит), групп аллюодита (кальциойохиллерит, параберцелиит), вагнерита (богатый Аѕ вагнерит, арсеновагнерит), берцелиита (берцелиит, шеферит) и тилазита (тилазит, As-содержащий изокит), серии удинаита (удинаит, арсенудинаит) (Pekov et al., 2018, Кошлякова и др., 2020). Силикаты представлены, кроме диопсида, энстатитом, форстеритом, гаюином, кали-натровыми полевыми шпатами, фторфлогопитом (Shchi-
раlkina et al., 2020a, b). Из боратов, помимо людвигита и юаньфулиита, в этой зоне встречаются минералы группы рабдоборита с общей формулой $Mg_{12}M_{14}^{6+}O_6[(BO_3)_{6-x}(PO_4)_xF_{2-x}]$, где $M = V^{5+}$, Mo^{6+} , W^{6+} , a x < 1 (Pekov et al., 2020). Галогенобораты чубаровит $KZn_2(BO_3)Cl_2$ и флюоборит $Mg_3[BO_3]F_3$, известные к настоящему времени в возгонах фумаролы Арсенатной и описанные в наших работах ранее (Pekov et al., 2015; Булах и др., 2021), развиты в средних, сравнительно более низкотемпературных зонах фумаролы и совместно с Fe–Mg оксоборатами не отмечались.

Людвигит в наибольшем количестве обнаружен в участках, где главным минералом инкрустаций выступает ангидрит, местами ведущая роль принадлежит диопсиду, а второстепенными компонентами являются гематит и минералы ряда берцелиит—шеферит, относящиеся к надгруппе граната. Людвигит наблюдается в виде длиннопризматических или, чаще, игольчатых кристаллов ромбовидного сечения с пинакоидальными или плохо образованными скошенными головками (рис. 1, рис 2, *a*, *б*). Толщина индивидов варьирует от нескольких микрон до 0.03 мм, а в длину они иногда достигают 8 мм. Цвет минерала коричневый, в зависимости от толщины кристалла меняется от желто-коричневого или светло-каштанового до темно-коричневого, почти черного. Светлые разновидности прозрачны. Одиночные кристаллы и их веерообразные сростки наблюдаются на поверхности ангидритовых корок и иногда образуют обильные скопления. Как правило, людвигит находится в срастании с тилазитом, берцели-итом или шеферитом (рис. 2, *б*). Типична для людвигита и тесная ассоциация с представителями группы рабдоборита, свабитом, кальциойохиллеритом, параберцелиитом и членами ряда удинаит—арсенудинаит.

Юаньфулиит встречен в других участках этой зоны, в целом несколько выше по разрезу. Он находится в существенно иной минеральной ассоциации. Ангидрита и диопсида здесь мало, а главным компонентом эксгаляционных инкрустаций выступает гематит. Типичны для этой ассоциации магнезиоферрит, шпинель, форстерит (в т.ч. As- и/или Р-содержащий), энстатит, фторфлогопит, кальциойохиллерит, арсенудинаит. Юаньфулиит обнаружен лишь в нескольких штуфах. Он образует ажурные друзовые агрегаты до 5 мм в поперечнике, нарастающие на щетки гематита и красного форстерита. Эти агрегаты состоят из субпараллельно или хаотически ориентированных грубообразованных, часто скелетных, футляровидных длиннопризматических или игольчатых кристаллов (рис. 2, в). Они обычно не превышают в длину 1 мм, но встречаются и индивиды длиной до 2.5 мм при толщине до 0.2 мм. Иногда наблюдаются крестообразные, в т.ч. решетчатые сростки, в которых кристаллы юаньфулиита прорастают друг друга под углом, близким к 90° ; скорее всего это двойники, простые и полисинтетические, для этого бората ранее не отмечавшиеся. Цвет тонких игл коричневато-золотистый, а наиболее крупные кристаллы красно-коричневые. Минерал полупрозрачен и имеет сильный стеклянный блеск. Визуально агрегаты толбачинского юаньфулиита очень напоминают распространенные в полостях высокощелочных пегматитов щеточки кристаллов астрофиллита или лампрофиллита. В одной из полостей наблюдалось замещение юаньфулиита коричневым магнезиоферритом с образованием частичных, а иногда полных псевдоморфоз. На них нарастает магнезиоферрит

близкого к стехиометричному $MgFe_2^{3+}O_4$ состава и необычного для этого шпинелида облика — в виде полупрозрачных светло-коричневых пластинчатых двойников по {111} (рис. 2, *г*).

В этой же ассоциации в незначительном количестве встречен и людвигит. Его мелкие длиннопризматические кристаллы здесь обрастаются и с поверхности частично замещаются юаньфулиитом (рис. 3).



Рис. 1. Темно-коричневые игольчатые кристаллы людвигита, нарастающие на агрегат белого пластинчатого ангидрита с мелкими "почками" лимонно-желтого берцелиита и золотисто-желтыми игольчатыми кристаллами минерала группы рабдоборита. Фумарола Арсенатная, вулкан Толбачик.

Fig. 1. Dark-brown acicular ludwigite crystals on aggregate of white lamellar anhydrite with small "buds" of lemonyellow berzeliite and golden-yellow needle-shaped crystals of a rhabdoborite-group mineral. Arsenatnaya fumarole, Tolbachik volcano.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Данные по химическому составу обоих боратов получены в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии МГУ с помощью сканирующих электронных микроскопов JEOL JSM-6480LV и Superprobe JXA-8230, оснащенных волновыми и энергодисперсионными спектрометрами. Анализы выполнены при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 10 нА. Время накопления спектра составляло 200 с; диаметр зонда – 3-5 мм. Использовались следующие стандарты: B - BN, Mg – оливин, Fe – FeS₂, Mn – MnTiO₃, Al – жадеит, Cr – Cr₂O₃, Cu – Cu, Ti – TiO₂, Sn – SnO₂, V – V, As – GaAs, Sb – Sb₂S₃. Содержания прочих электронно-зондовым методом.

Представительные анализы людвигита и юаньфулиита из фумаролы Арсенатной приведены в табл. 1. Эмпирические формулы людвигита рассчитаны на 5 атомов О, юаньфулиита – на 4 атома О. Все железо принято трехвалентным на том основании, что условия минералообразования в фумароле Арсенатной резко окислительные, и минералы с Fe^{2+} в ее эксгаляциях не встречены (Пеков и др., 2020). Стехиометричность рассчитанных формул (табл. 1) подтверждает, что двухвалентное железо в сколь-нибудь значимых количествах в структуру обоих изученных боратов не входит.

В людвигите из фумаролы Арсенатной в качестве главного примесного катиона зафиксирован марганец в количестве 0.07–0.29 атомов на формулу (далее – а. ф.). В минералах из отложений толбачинских фумарол окислительного типа этот элемент, в от-



Рис. 2. (*a*) Пучок игольчатых кристаллов людвигита (Ludw) на корочке ангидрита (Anh); (*б*) сросток кристаллов людвигита, частично обросший коркой кристаллов берцелиита (Brz); (*в*) сросток скелетных футляровидных кристаллов юаньфулиита (Yuan); (*г*) длиннопризматические кристаллы юаньфулиита, частично замещенные магнезиоферритом (Mgferr), на которые нарастают пластинчатые двойники магнезиоферрита. Фумарола Арсенатная, вулкан Толбачик. РЭМ-фотографии, изображения во вторичных электронах. **Fig. 2.** (*a*) Spray of acicular ludwigite (Ludw) crystals on anhydrite (Anh) crust; (*b*) ludwigite crystal cluster partially overgrown by berzeliite (Brz) crystal crust; (*b*) skeletal, case-like crystals of yuanfuliite (Yuan); (*c*) yuanfuliite crystals partially replaced by magnesioferrite (Mgferr) with overgrowing lamellar twins of magnesioferrite. Arsenatnaya fumarole, Tolbachik volcano. SEM (SE) images.

личие от железа, проявляет разную валентность (Turchkova et al., 2017), тем не менее, мы предполагаем, что в эксгаляционный людвигит он входит в трехвалентной форме, поскольку при расчете формульных коэффициентов по катионному методу баланс зарядов достигается только в случае, если весь марганец принять как Mn^{3+} . Кроме того, допущение, что марганец в составе людвигита двухвалентен, при расчете по кислородному методу привело бы к искажению стехиометрии — существенному превышению суммы двухвалентных катионов над значением 2.0 а. ф. В толбачинском юаньфулиите количество Mn незначительно (не более 0.15 мас. %, что менее 0.01 а. ф.), и по аналогии с людвигитом он также принят трехвалентным.

Из прочих элементов-примесей в количествах до 0.03 а. ф. в фумарольном людвигите зафиксированы Sn и Sb. Содержания Cu, Al, V, Cr не поднимаются выше 0.01 а. ф. Наиболее характерны эти примеси для образцов с умеренным содержанием марганца (до 0.14 а. ф.). В нескольких анализах людвигита отмечен As (до 1.4 мас. % в пересчете на As_2O_5), однако механизм его вхождения в структуру этого бората неясен, и вполне вероятно, что присутствие As обусловлено захватом его из вростков арсенатов при анали-



Рис. 3. Кристаллы людвигита (Ludw), частично замещенные юаньфулиитом (Yuan). Полированный срез; РЭМ-фотография, изображение в отраженных электронах.

Fig. 3. Ludwigite (Ludw) crystals partially replaced by yuanfuliite (Yuan). Polished section, SEM (BSE) image.

зе. Однако примесный мышьяк ранее фиксировался в юаньфулиите (Ciriotti et al., 2016: см. ниже).

Юаньфулиит из фумаролы Арсенатной характеризуется отсутствием варвикитового компонента – содержание Ті в нем ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом. Четырехвалентные катионы здесь представлены Sn в количестве до 0.05 а. ф. Содержание прочих примесей – Al и Mn – тоже весьма мало: в сумме оно составляет <0.01 а. ф.

Таким образом, фумарольный людвигит представлен в части двухвалентных катионов практически чисто магнезиальной разновидностью, но иногда содержит до почти 30 мол. % минала фредрикссонита $Mg_2Mn^{3+}[BO_3]O_2$, а юаньфулиит весьма близок по составу к конечному железному члену ряда варвикит—юаньфулиит.

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Рентгенографическое исследование монокристаллов обоих боратов из фумаролы Арсенатной выполнено с использованием дифрактометра Xcalibur S CCD на Мо*К*аизлучении ($\lambda = 0.71073$ Å). Оба минерала ромбические, параметры элементарной ячейки людвигита (точный химический состав образца не определялся) таковы: a == 9.297 (6), b = 12.349 (7), c = 3.021 (2) Å, V = 346.5 (4) Å³; параметры элементарной ячейки юаньфулиита: a = 9.30 (4), b = 9.43 (3), c = 3.051 (13) Å, V = 268 (2) Å³. Эти значения вполне типичны для обоих минералов (Norrestam et al., 1989; Appel et al., 1999).

Таблица 1. Представительные химические анализы людвигита и юаньфулиита из фумаролы Арсенатной, вулкан Толбачик, Камчатка (мас. %)

Table 1	l. Repre	sentative	chemical	analyses	of l	ludwigite	and	yuanfuliite	from	the	Arsenatnaya	fumaro	le,
Tolbac	hik volc	ano, Kan	nchatka (v	vt %)									
													_

		Людвигит				
	1	3	3	4	5	6
MgO	41.01	42.30	41.60	27.47	28.48	28.44
CuO	0.57	0.32	0.29	_	—	—
Al_2O_3	—	0.16	0.10	0.14	0.08	0.08
V_2O_3	—	0.15	0.14	_	—	—
Cr ₂ O ₃	0.35	0.14	0.18	_	—	—
Mn_2O_3	11.25	2.98	4.85	0.06	0.13	0.05
Fe ₂ O ₃	28.02	30.92	31.31	50.77	46.77	45.51
SnO ₂	—	2.23	0.77	0.23	2.72	5.22
As_2O_5	—	0.70	0.85	_	—	—
Sb_2O_5	—	1.81	0.82	—	—	—
B_2O_3	16.58	17.05	17.30	20.27	21.78	19.63
Сумма	97.78	98.76	98.21	98.94	99.96	98.93

Формульные коэффициенты в расчете на

		5 атомов О			4 атома О	
Mg	2.05	2.09	2.05	1.08	1.10	1.14
Cu	0.01	0.01	0.01			
Al		0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
V		0.00	0.00			
Cr	0.01	0.00	0.01			
Mn	0.29	0.07	0.12	0.00	0.00	0.00
Fe	0.71	0.77	0.78	1.01	0.91	0.92
Sn		0.03	0.01	0.00	0.03	0.05
As		0.01	0.01			
Sb		0.02	0.01			
В	0.96	0.98	0.99	0.93	0.98	0.91
ΣM	3.07	3.01	3.00	2.09	2.04	2.11

Примечание. Прочерк означает содержание компонента ниже предела обнаружения. $\Sigma M = Mg + Fe + Cu + Al + V + Cr + Mn + Sn + Sb + As$.

СПЕКТРОСКОПИЯ КРС

Спектры комбинационного рассеяния света (рамановские) людвигита и юаньфулиита из фумаролы Арсенатной получены на произвольно ориентированных кристаллах и неориентированных (порошковых) образцах с помощью спектрометра EnSpectr R532 (Россия) с зеленым лазером (длина волны 532 нм) в диапазоне 200–4000 см⁻¹ (на рисунках 4 и 5 приводится часть этого диапазона от 200 до 1500 см⁻¹) со спектральным разрешением 6 см⁻¹. Мощность луча на выходе составляла 7 мВт; диаметр фокального пятна – около 10 мкм. Съемка осуществлялась в режиме накопления сигнала в течение 3 с при усреднении по 100–150 экспозициям.

Для сравнения при тех же условиях были сняты КР-спектры обогащенного АІ высокомагнезиального людвигита состава $(Mg_{1.86}Fe_{0.15}^{2+})_{2.01}(Fe_{0.71}^{3+}Al_{0.25})_{0.96}[B_{1.03}O_3]O_2$ из месторождения Гавасай (Кураминский хребет, Узбекистан) (табл. 2, анализ 1), умеренно-железистого людвигита состава (Mg_{1.57}Fe²⁺_{0.44})_{2.01}(Fe³⁺_{1.01}Al_{0.01})_{1.02}[B_{0.98}O₃]O₂ из Ахматовской копи (Ю. Урал) (табл. 2, анализ 2) и промежуточного между людвигивонсенитом представителя том этого с составом и ряда $(Mg_{1.03}Fe_{0.97}^{2+}Mn_{0.01}^{2+})_{2.01}(Fe_{0.84}^{3+}Al_{0.12}Sn_{0.01})_{0.97}[B_{1.02}O_3]O_2$ из месторождения Наледное (хр. Тас-Хаяхтах, Полярная Якутия) (табл. 2, анализ 3), а также варвикита состава $Mg_{1.00}(Ti_{0.33}Mg_{0.28}Fe^{3+}_{0.19}Al_{0.12}Fe^{2+}_{0.05}Cr_{0.01})_{1.98}[B_{1.02}O_3]O$ из месторождения Таежное (Аллан. Южная Якутия).

В КР-спектрах боратов групп людвигита и варвикита (рис. 4, 5) полосы в диапазоне $550-1500 \text{ см}^{-1}$ соответствуют валентным и деформационным колебаниям связей В–О в изолированных треугольных боратных группах (Nakamoto, 2009). Понижение симметрии [BO₃]-группы в структуре минералов по сравнению с D_{3h} для изолированного радикала приводит к тому, что в КР-спектре становятся активны все колебания связей В–О – v_1 , v_2 , v_3 , v_4 . Полосы с частотами 300–550 см⁻¹ относятся к валентным колебаниям связей имям связей Me–О (Me – все катионы металлов в октаэдрических позициях). В низкочастотном диапазоне (200–300 см⁻¹) проявлены решеточные акустические моды.

Полученные нами КР-спектры различных химических разновидностей людвигита (рис. 4) по общему облику близки между собой, а также к спектрам, приведенным в литературе (Leite et al., 2002; Enholm, 2016; Bilohuščin et al., 2017) и в электронной базе данных RRUFF (Database of Raman spectroscopy, X-ray diffraction and chemistry of minerals; https://rruff.info/), однако у образцов с различными содержаниями Fe²⁺ и прочих элементов-примесей спектры имеют индивидульные черты. Для всех образцов характерна широкая полоса в диапазоне 1100–1400 см⁻¹, соответствующая вырожденным асимметричным валентным колебаниям (v_3) связей B–O в [BO₃]-группах. Полоса в районе 930–960 см⁻¹ относится к невырожденным симметричным валентным колебаниям (v_1). Она отчетливо проявлена только у образцов с Толбачика и из месторождения Наледное полоса v_1 имеет очень низкую интенсивность, лишь незначительно превышающую уровень фона. При этом она одинаково слабо выражена как в спектрах ориентированных агрегатов, так и в спектрах порошковых проб.

Из ранее опубликованных данных известно, что в спектрах минералов ряда людвигит-вонсенит полоса V₁ действительно наблюдается далеко не всегда, однако корреляция ее интенсивности с катионными замещениями в той или иной позиции не совсем ясна. Так, эта полоса отчетливо выражена в КР-спектрах как людвигита с эмпи- $(Mg_{1.93}Fe_{0.07}^{2+})_{2.00}(Fe_{0.56}^{3+}Al_{0.42}Ti_{0.01}Mg_{0.01})_{1.00}[BO_3]O_2,$ рической формулой т.е. содержащего всего лишь 3.5 мол. % минала $Fe_2^{2+}Fe_3^{3+}[BO_3]O_2$ (Bilohuščin et al., 2017), так и более железистой разновидности $(Mg_{1.68}Fe_{0.32}^{2+})_{2.00}(Fe_{0.74}^{3+}Al_{0.23}Cr_{0.03})_{1.00}[BO_3]O_2$ с 16 мол. % минала вонсенита (RRUFF Database, R060010); отметим, что оба этих образца содержат значительное количество АІ. В спектрах же людвигита с 11–12 мол. % вонсенитового минала, но без существенных замещений в позиции трехвалентного железа, эта полоса не зафиксирована (Enholm, 2016; Bilohuščin et al., 2017). Известно, что и у синтетического вонсенита полоса симметричных валентных колебаний не наблюдается (Leite et al., 2002). В спектрах природного вонсенита (как обогащенного Mg, так и почти чистого: база данных RRUFF, спектры R050221, R050477) она едва заметна.



Рис. 4. КР-спектры людвигита: (*a*) безжелезистого Mn^{3+} -содержащего с составом $(Mg_{2.05}Cu_{0.01})_{2.06}(Fe_{0.71}^{3+}Mn_{0.29}^{3+}Cr_{0.01})_{1.01}[B_{0.96}O_3]O_2$ из фумаролы Арсенатной (вулкан Толбачик, Камчатка); (*б*) маложелезистого обогащенного Al с составом $(Mg_{1.86}Fe_{0.15}^{2+})_{2.01}(Fe_{0.71}^{3+}Al_{0.25})_{0.96}[B_{1.03}O_3]O_2$ из месторождения Гавасай (Кураминский хребет, Узбекистан), (*в*) умеренно-железистого с составом $(Mg_{1.57}Fe_{0.44}^{2+})_{2.01}(Fe_{1.01}^{3+}Al_{0.01})_{1.02}[B_{0.98}O_3]O_2$ из Ахматовской копи (Ю. Урал, Россия); (*г*) высокожелезистого с составом $(Mg_{1.57}Fe_{0.44}^{2+})_{2.01}(Fe_{1.97}^{3+}Mn_{0.01}^{2+})_{2.01}(Fe_{0.84}^{3+}Al_{0.12}Sn_{0.01})_{0.97}[B_{1.02}O_3]O_2$ из месторождения Наледное (хр. Тас-Хаяхтах, Полярная Якутия).

Fig. 4. Raman spectra of ludwigite: (*a*) Fe^{2+} -free and Mn^{3+} -rich sample from the Arsenatnaya fumarole (Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia); (*b*) Fe^{2+} -depleted and Al-bearing sample from Gavasai (Kuraminskiy Range, Uzbekistan); (*b*) Fe^{2+} -enriched sample from Akhmatovskaya Pit (South Urals, Russia); (*b*) Fe^{2+} -rich from the Nalednoye deposit (Tas-Khayakhtakh Range, Polar Yakutia, Russia).



Рис. 5. КР-спектры (*a*) юаньфулиита состава $Mg_{1.08}Fe_{1.01}^{3+}[B_{0.93}O_3]O$ из фумаролы Арсенатной (вулкан Толбачик, Камчатка) и (*б*) варвикита состава $Mg_{1.00}(Ti_{0.33}Mg_{0.28}Fe_{0.19}^{3+}Al_{0.12}Fe_{0.05}^{2+}Cr_{0.01})_{1.98}[B_{1.02}O_3]O$ из месторождения Таежное (Алдан, Ю. Якутия).

Fig. 5. Raman spectra of (*a*) yuanfuliite with composition $Mg_{1.08}Fe_{1.01}^{3+}[B_{0.93}O_3]O$ from the Arsenatnaya fumarole (Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia) and (*b*) warwickite with composition $Mg_{1.00}(Ti_{0.33}Mg_{0.28}Fe_{0.19}^{3+}Al_{0.12}Fe_{0.05}^{2+}Cr_{0.01})_{1.98}[B_{1.02}O_3]O$ from the Tayozhnoye deposit (Aldan shield, South Yakutia, Russia).

Широкая интенсивная полоса в диапазоне 550–700 см⁻¹ соответствуют вырожденным асимметричным деформационным внутриплоскостным (v₄) колебаниям; плечо при ней в районе 700–760 см⁻¹ относится, вероятно, к симметричным деформационным внеплоскостным колебаниям (v₂). В спектрах образцов с Толбачика и из месторождения Гавасай полоса колебаний v₄ расщеплена. Расщепление в данном случае связывают с понижением симметрии части треугольных боратных групп в результате замещения Fe³⁺ ионами другого сорта (Enholm, 2016). Для образца с Толбачика это определенно Mn³⁺, а из месторождения Гавасай – Al. Значения наблюдаемых частот для компонент расщепленной полосы в полученных спектрах очень близки к тем, что

		1		U				,		
	1**	2**	3**	4	5	6	7**	8**	9	10***
MgO	39.39	29.73	18.16	39.12	40.26	41.44	41.09	40.53	40.98	41.73
MnO	_	-	0.35	0.33	0.06	0.25	0.11	-	-	3.74
FeO	5.67	14.71	33.98	3.17	1.00	0.13	2.54	2.27	_	_
Al_2O_3	6.68	0.18	2.69	0.62	2.10	2.95	3.51	5.08	2.76	2.88
Mn_2O_3	_	-	_	-	-	-	-	-	11.05	7.84
Fe ₂ O ₃	29.79	38.00	29.26	39.00	38.49	36.50	35.82	30.00	24.55	20.59
TiO ₂	0.17	0.05	_	0.05	0.10	0.47	0.04	1.49	1.12	0.92
SnO ₂	0.15	-	0.85	-	-	-	0.05	0.14	-	-
As ₂ O ₅	_	-	_	_	_	_	_	_	_	1.04
Sb_2O_5	_	-	_	-	-	-	-	-	0.31	0.37
B_2O_3	18.90	16.05	15.44	17.43	17.89	18.05	18.66	17.64	17.80	20.59
SiO ₂ *	_	-	_	_	0.10	0.19	0.12	_	_	_
Сумма	100.79	100.38	100.73	99.72	100.00	99.98	101.94	97.40	98.57	99.03
			Формуль	ные коэс	ффициен	ты в расч	нете на 5	атомов С)	1
Mg	1.86	1.57	1.03	1.91	1.94	1.98	1.94	1.98	1.99	1.96
Mn ²⁺			0.01	0.01	0.00	0.01	0.00			0.10
Fe ²⁺	0.15	0.44	0.97	0.09	0.03	0.00	0.06	0.06		
Al	0.25	0.01	0.12	0.02	0.08	0.11	0.13	0.20	0.11	0.11
Mn ³⁺									0.27	0.21
Fe ³⁺	0.71	1.01	0.84	0.97	0.94	0.88	0.85	0.72	0.60	0.50
Ti	0.00	0.00		0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.03	0.02
Sn	0.00		0.01				0.00	0.00		
As										0.02
Sb									0.00	0.00
В	1.03	0.98	1.02	0.99	1.00	1.00	1.02	1.00	1.00	1.09
ΣM	2.97	3.03	2.98	3.00	2.99	2.99	2.98	3.00	3.00	2.92

Таблица 2. Химический состав людвигита из некоторых других объектов (мас. %) **Table 2.** Chemical composition of ludwigite from some other localities (wt %)

Примечания. 1 – Гавасай, Кураминский хребет, Узбекистан (наши данные); 2 – Ахматовская копь, Южный Урал (наши данные); 3 – Наледное, хребет Тас-Хаяхтах, Полярная Якутия (наши данные); 4 – Окна-де-Фер, Румыния (Anthony et al., 2003); 5–6 – Бергслаген, Швеция (Appel, Brigatti, 1999); 7 – Солт-Лейк, шт. Юта, США (Woodford et al., 2001); 8 – Корколле, Тиволи, Италия (Александров, Тронева, 2008); 9 – Якобсберг, Бергслаген, Швеция (Holstam, 2001), 10 – Якобсберг (Enholm, 2016). $\Sigma M = Mg + Fe^{2+} + Mn^{2+} + Al + Mn^{3+} + Fe^{3+} + Ti + V + Cr + Sn + Sb. *SiO₂ при расчете формул не учитывался. **Соотношение между FeO и Fe₂O₃ рассчитано по балансу зарядов. ***Все железо принято трехвалентным, количество MnO и Mn₂O₃ рассчитано по балансу зарядов. В остальных случаях валентное состояние Fe указано на основании данных мессбауэровской спектроскопии и рентгеноструктурного анализа. В анализах 5, 6, 8 и 9 содержание бора рассчитано по стехиометрии. Прочерк означает содержание компонента ниже предела обнаружения для наших анализов и отсутствие данных – для литературных.$

приведены в литературе для глиноземистого (Bilohuščin et al., 2017) и обогащенного Mn^{3+} (Enholm, 2016) людвигита.

В зависимости от состава меняется положение полос в диапазонах колебаний связей Me-O и решеточных мод. С увеличением содержания Fe²⁺ отчетливо проявляются полосы в диапазонах 460–525, 270–300 и 215–220 см⁻¹.

КР-спектры юаньфулиита и варвикита (рис. 5) во многом близки к спектрам боратов ряда людвигит—вонсенит. Широкая полоса в диапазоне 1100–1350 см⁻¹ относится

к асимметричным валентным колебаниям (v_3), а при 955 см⁻¹ — к симметричным валентным колебаниям (v_1). В диапазонах 700—800 и 600—700 см⁻¹ наблюдаются полосы деформационных симметричных (v_2) и асимметричных колебаний (v_4) соответственно. В спектре варвикита наибольшую интенсивность по отношению к другим компонентам спектра имеет полоса при 750 см⁻¹ (v_4). У юаньфулиита она проявлена слабее и смещена в сторону боле высоких частот, а самой интенсивной становится полоса 640 см⁻¹ (v_2).

КР-спектры варвикита, весьма близкие к спектру, полученному нами, приведены в базе данных RRUFF (R050674, R120161). Там же представлен спектр юаньфулиита (R100067), однако он имеет очень высокий уровень фона, который позволяет только приблизительно определить положение наиболее интенсивных полос. В литературных источниках данных по КР-спектроскопии боратов ряда варвикит—юаньфулиит найти не удалось. Относимый к юаньфулииту спектр, опубликованный в работе (Ciriotti et al., 2016), существенно отличается от спектров магнезиально-железистых оксоборатов в целом, и большая часть полос в нем явно относится к другим фазам, вероятно, механическим примесям.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Важной особенностью химического состава людвигита из фумаролы Арсенатной является отсутствие двухвалентного железа. Как отмечалось выше, маложелезистый людвигит в целом типичен для мраморов и кальцифиров магнезиально-скарновой формации. При метасоматическом процессе он возникает главным образом как продукт реакции между котоитом $Mg_3[BO_3]_2$ (либо суанитом $Mg_2B_2O_5$) и оксидами ряда магнетит—магнезиоферрит, иногда при участии шпинели (Перцев, 1971; Александров, 1990), и почти всегда содержит некоторое количество Fe²⁺.

Высокомагнезиальный людвигит с содержанием не более 5 мол. % минала Fe₂Fe³⁺[BO₃]O₂ в природе тоже известен. Первая находка такой разновидности была сделана еще более века назад в местечке Маунтин Лейк в штате Юта (США); состав этого бората соответствовал эмпирической формуле $Mg_{1.96}Fe_{0.04}^{2+}Fe_{3.04}^{3+}[BO_3]O_2$, т.е. количество вонсенитового минала в нем составляло 2 мол. % (Schaller, Butler, 1917; Александров, 1976). Образцы людвигита, близкие по составу к Mg₂Fe³⁺[BO₃]O₂, описаны также в кальцифирах месторождения Окна-де-Фер в Румынии (Anthony et al., 2003), рудного района Бергслаген в Швеции (Appel, Brigatti, 1999) и округа Солт-Лейк в Юте, США (Woodford et al., 2001) (табл. 2, анализы 4–7). Практически безжелезистый людвигит известен и в скарнах Якутии, Чукотки, Прибайкалья (Россия), Аляски и Калифорнии (США), таков он и в измененных ксенолитах среди вулканитов в Корколле (Италия) (табл. 2, анализ 8). Однако химические анализы высокомагнезиального людвигита из этих объектов, приведенные в литературе (Александров, 2007; Александров, Тронева, 2008), соответствуют разновидностям со значительными (в сумме более 20 мол. %) долями миналов т.н. "алюмолюдвигита" Mg₂Al[BO₃]O₂ и/или азопроита Mg₂(Ti_{0.5}Mg_{0.5})[BO₃]O₂, что существенно отличает их от толбачинского людвигита, в котором количество Al не превышает 0.01 а. ф., а содержание Ti и вовсе ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом.

Вторая черта людвигита из фумаролы Арсенатной — присутствие фредрикссонитового минала $Mg_2Mn^{3+}[BO_3]O_2$ в количестве до 29 мол. %. Людвигит с содержанием Mn^{3+} до 0.27 а. ф. ранее был описан лишь в кальцифирах железо-марганцевого месторождения Якобсберг (Швеция) (табл. 2, анализы 9–10), где он встречается в ассоциации с кальцитом, хондродитом, шпинелью и бруситом. Обогащенный Mn людвигит

из этого объекта отличается от толбачинского присутствием Ті, а также заметно большей концентрацией Al — около 0.11 а. ф (Holstam, 2001; Enholm, 2016).

Примесь Sn типична для людвигита из ряда скарновых месторождений, к которым относятся, например, гора Брукс (Аляска, США) (Александров, 2007), Питкярантское рудное поле (Северное Приладожье, Карелия) (Александров, Тронева, 2009), Златно (Словакия) (Bilohuščin et al., 2017). Примесь Sb⁵⁺ в людвигите более редка и отмечена в количестве <0.01 а. ф. в образцах из рудника Поттер Лейк (Калифорния, США) (Александров, Тронева, 2008) и из рудного района Бергслаген (Швеция) (Holstam, 2001; Enholm, 2016). Отметим, что богатые сурьмой оксобораты честерманит $Mg_2(Fe^{3+},Mn^{3+},Al,Sb^{3+})(BO_3)O_2$ и фолвикит Sb⁵⁺Mn³⁺(Mg,Mn²⁺)₁₀(BO₃)₄O₈ относятся не к группе людвигита, а к группам соответственно ортопинакиолита и пинакиолита, члены которых родственны, но не изоструктурны людвигиту (Cooper et al., 2018).

Замещение части (иногда значительной) Fe³⁺ на Cr³⁺ в людвигите известно для ряда проявлений, связанных с ультраосновными и основными породами, особенно с хромититами (Александров, Тронева, 2008; Толканов и др., 2000; наши данные).

Весьма необычным является вхождение в состав людвигита Cu. В литературе не удалось найти анализов людвигита, в которых был бы зафиксирован этот элемент. Тем не менее, аналог людвигита с Cu²⁺ вместо Mg в природе существует, и впервые обнаружен он был именно на вулкане Толбачик: это моноклинный член группы людвигита маринаит с идеализированной формулой Cu₂Fe³⁺[BO₃]O₂, открытый в эксгаляциях одной из фумарол, порожденных извержением 2012–2013 гг. (Chaplygin et al., 2016). В нижней зоне фумаролы Арсенатной, где развита людвигитовая минерализация, Cu концентрируется в минералах весьма слабо и не образует собственных фаз (Pekov et al., 2018); поэтому ее содержание в людвигите в данном случае мало – не выше 0.6 мас. % CuO (0.01 a. ϕ . Cu).

Юаньфулиит в природе, как показывает анализ литературных данных, почти всегда содержит то или иное количество миналов $Mg(Mg_{0.5}Ti_{0.5})[BO_3]O$ (варвикитовый компонент), $MgAl[BO_3]O$ и/или $MgCr^{3+}[BO_3]O$ (рис. 6), тогда как эмпирическая формула минерала из фумаролы Арсенатной весьма близка к идеальной – $MgFe^{3+}[BO_3]O$. Такое же незначительное количество примесей отмечено только в юаньфулиите из карбонатитоподобных жил района Хумилья (Испания) (его эмпирическая формула $Mg_{1.00}(Fe_{0.95}^{3+}Mg_{0.02}Mn_{0.01}Cr_{0.01}Ti_{0.01})_{1.00}[BO_3]O$) (Bigi et al., 1991) и из вулканогенных пневматолитовых образований Монте-Кальварио (Италия) ($Mg_{1.00}(Fe_{0.76}^{3+}Mg_{0.19}Mn_{0.02}Sn_{0.01}As_{0.01})_{0.99}[B_{1.06}O_3]O$) (Ciriotti et al., 2016). Последний объект – единственный, помимо Толбачика, где в юаньфулиите зафиксирована примесь Sn.

В фумароле Арсенатной людвигит и юаньфулиит кристаллизовались при взаимодействии горячего вулканического газа с базальтом в резко окислительных условиях, что во многом определило своеобразие их состава. Источником бора и примесных халькофильных элементов, а также, видимо, отчасти железа и марганца явился вулканический газ; магний же, как элемент с очень низкой летучестью, в данных условиях (Symonds, Reed, 1993) был, вероятно, мобилизован из базальта. Хром, зафиксированный в фумарольном людвигите в качестве примеси, скорее всего, имеет своим источником хромшпинелиды, которые встречаются во вмещающих базальтах в виде включений в зернах оливина и в данной зоне фумаролы под действием газов замещаются, как показывают наши данные, гематитом.

Как отмечено выше, людвигит и юаньфулиит найдены в наиболее горячих, нижних горизонтах фумаролы Арсенатной, в ассоциациях с минералами, кристаллизовавшимися определенно при температурах не ниже 550 °C.



Рис. 6. (*a*) Соотношения главных двух-, трех- и четырехвалентных катионов в минералах ряда варвикитюаньфулиит из разных объектов (по литературным и нашим данным). $M^{2+} = (Mg - 1) + Fe^{2+} + Mn^{2+}$; $M^{3+} = Fe^{3+} + Al + Cr$; $M^{4+} = Ti + Zr + Sn$; (*b*) соотношения главных трехвалентных катионов в юаньфулиите из разных объектов. Условные обозначения: 1-5 – варвикит: 1 – Варвик, шт. Нью-Йорк, США (Takeuchi et al., 1950; Moore, Araki, 1974); 2 – Сент-Лоуренс, шт. Нью-Йорк, США (Lupulescu et al., 2020); 3 – Холгол, КНДР (Watanabe, 1954); 4 – Таежное, Ю. Якутия (Малинко и др., 1986; наши данные); 5 – Норильск (Шевко и др., 2019); 6-11 – юаньфулиит: 6 – Хумила, Испания (Bigi et al., 1991); 7 – Таежное (Руднев и др., 2000); 8 – Чжуаньмяо, Китай (Huang et al., 1996); 9 – Монте-Кальварио, Сицилия, Италия (Ciriotti et al., 2016); 10 – Инглфилд Лэнд, Гренландия (Арреl, 1997); 11 – фумарола Арсенатная, вулкан Толбачик, Камчатка (наши данные).

Fig. 6. (*a*) Ratios of major be-, tri- and tetravalent cations in minerals of the warwickite-yuanfuliite series from different localities (according to the literature data and this study); (δ) ratios of major trivalent cations in yuanfuliite from different localities.

Синтез боратов серии людвигит–вонсенит в водных системах осуществлен в температурном диапазоне 200–700 °С (Кравчук и др., 1966; Некрасов и др., 1970; Bloise, Barrese, 2009). Как показывают экспериментальные данные, высокомагнезиальный людвигит является самой высокотемпературной фазой в этом ряду. Конечный член ряда с составом Mg₂Fe³⁺[BO₃]O₂ был получен только при 700 °С из смеси буры с пастой из Mg(OH)₂ и Fe(OH)₃, взятых в соотношении 2 : 1. Сведений о его успешном синтезе в резко окислительных условиях при меньшей температуре найти не удалось, однако известно, что нижняя температурная граница образования искусственного аналога людвигита с содержанием 25 мол. % Fe₃Fe³⁺[BO₃]O₂ составляет 500 °С (Кравчук и др., 1966).

Для нашей фумарольной системы дать корректную оценку температуры кристаллизации людвигита пока не представляется возможным, однако приведенные в литературе для соответствующих искусственных систем данные согласуются с ранее сделанными оценками (Shchipalkina et al., 2020a, b) температур формирования минеральной ассоциации, в которой наблюдается этот борат в фумароле Арсенатной: 550–700 °C.

Аналог юаньфулиита удавалось получить при 750 °С из гидроксидов Mg и Fe³⁺ в смеси с борной кислотой (Кравчук и др., 1966; Некрасов и др., 1970). Образуется он также при прокаливании при температурах выше 800 °С людвигита (Кононова и др., 1987) или его моноклинного диморфа гулсита (Руднев, 1996). Из этих данных следует, что юаньфулиит в целом является более высокотемпературной фазой по сравнению с людвигитом. В фумароле Арсенатной юаньфулиит не только кристаллизовался самостоятельно, но и замещал людвигит (рис. 3). Возможно, в нестационарных условиях фумарольной системы происходили колебания температуры, и в периоды, когда она возрастала, людвигит мог становиться неустойчивым и замещаться более высокотемпературным оксоборатом Mg и Fe³⁺ – юаньфулиитом. Интересно, что такие же возрастные соотношения между этими боратами описаны и в кальцифирах Таежного месторождения на Алдане: там юаньфулиит наблюдался в виде кайм вокруг кристаллов людвигита (Руднев и др., 2000). Не исключено, что смена во времени людвигита юаньфулиитом могла быть вызвана и изменением соотношения между Mg и Fe³⁺ в минералообразующей среде.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны В.О. Япаскурту за помощь в получении РЭМ-фотографий, а также М.Ф. Вигасиной за обсуждение спектров КРС. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, грант 19-17-00050.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александров С.М. Геохимические особенности проявления боратной минерализации в Италии // Геохимия. **1974**. № 10. С. 1440–1450.

Александров С.М. Магнезиально-железистые бораты, их природные модификации и аналоги / Новые данные о минералах. Труды Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана. **1976**. Вып. 25. С. 3–26.

Александров С.М. Геохимия скарно- и рудообразования в доломитах. М.: Наука, **1990**. 344 с. Александров С.М. Эндогенные изменения котоита в кальцифирах магнезиально-скарновых месторождений бора // Геохимия. **2007**. № 7. С. 733–752.

Александров С.М., Тронева М.А. Гетеровалентный изоморфизм в магнезиально-железистых боратах // Геохимия. **2008**. № 8. С. 862–876.

Александров С.М., Тронева М.А. Состав и генезис эндогенных боратов Питкярантского рудного поля, Карелия // Геохимия. **2009**. № 9. С. 972–987.

Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка, 1975–1976 (ред. *С.А. Федотов*). М., Наука, **1984**. 637 с.

Булах М.О., Пеков И.В., Чуканов Н.В., Япаскурт В.О., Кошлякова Н.Н., Бритвин С.Н., Сидоров Е.Г. Максимально фтористый флюоборит из фумарольных эксгаляций вулкана Толбачик // Записки РМО. **2021**. Т. 50. № 2. С. 42–56. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Опыт изучения вулканогенно-эксгаляционной минерализации // Вулканология и сейсмология. **2016**. № 2. С. 3–17.

Кононова Г.Н., Гончар С.В., Дара О.М., Колотыркин П.Я. Фазовые превращения железо-магниевых боратов при термической обработке // Журнал неорганической химии. **1987**. Т. 32. Вып. 8. С. 1986 – 1990.

Кошлякова Н.Н., Пеков И.В., Зубкова Н.В., Агаханов А.А., Турчкова А.Г., Карташов П.М., Сидоров Е.Г., Пущаровский Д.Ю. Новый твердый раствор со структурой граната: изоморфный ряд берцелиит-шеферит из фумарольных эксгаляций вулкана Толбачик, Камчатка // Записки РМО. **2020.** Т. 49. № 6. С. 69–84.

Кравчук Т.А., Некрасов И.Я., Григорьев А.П. Условия образования минералов людвигит-вонсенитового ряда по экспериментальным данным // Записки ВМО. **1966**. Т. 95. Вып. 3. С. 272– 286.

Малинко С.В., Ямнова Н.А., Пущаровский Д.Ю., Лисицын А.Е., Руднев В.В., Юркина К.В. Железистый варвикит из месторождения Таежное (Южная Якутия) // Записки ВМО. **1986**. Т. 115. Вып. 6. С. 717–723.

Некрасов И.Я., Григорьев А.П., Григорьева Т.А., Бровкин А.А., Диман Е.Н., Новгородов П.Г., Сукнев В.С., Никишова Л.В. Изучение высокотемпературных боратов. М.: Наука, **1970**. 288 с.

Пеков И.В., Агаханов А.А., Зубкова Н.В., Кошлякова Н.Н., Щипалкина Н.В., Сандалов Ф.Д., Япаскурт В.О., Турчкова А.Г., Сидоров Е.Г. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик (Камчатка) — минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. **2020**. Т. 61. №. 5–6. С. 826–843.

Перцев Н.Н. Парагенезисы борных минералов магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1971. 193 с.

Руднев В.В. Моноклинные железо-магниевые оксибораты гулситовой изоморфной серии // Записки ВМО. **1996**. Т. 125. Вып. 1. С. 89–109.

Руднев В.В., Кривоконева Г.К., Малинко С.В., Лисицын А.Е. Новые данные об юаньфулиите из Южной Якутии и изоморфизм в ортоборатах ряда варвикит-юаньфулиит // Записки ВМО. **2000.** Т. 129. Вып. 3. С. 86–98.

Толканов О.А., Чернобровин В.П., Муфтахов В.А., Хворов П.В., Речкалова А.В. Хромсодержащий людвигит хромовых руд Волчьегорского месторождения — первая находка в России // Уральский геологический журн. **2000**. № 4(16). С. 155–161.

Чесноков Б.В., Баженова Л.Ф., Щербакова Е.П., Михаль Т.А., Дерябина Т.Н. Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна / Минералогия техногенеза и минерально-сырьевые комплексы Урала. Свердловск, **1988**. С. 5–31.

Шевко А.Я., Калугин В.М., Гора М.П., Карманов Н.С. Первая находка оксиборатов в породах интрузии Норильск-1 (Северо-запад Сибирской платформы) // Докл. РАН. Науки о Земле. **2019**. Т. 488. № 2. С. 189–192.

Ямнова Н.А., Пущаровский Д.Ю., Малинко С.В. Об особенностях катионного распределения в кристаллической структуре железистого варвикита // Кристаллография. **1988**. Т. З. № 2. С. 349–352.

Ludwigite and Yuanfuliite from Fumarolic Exhalations of the Tolbachik Volcano (Kamchatka, Russia)

M. O. Bulakh^a, *, I. V. Pekov^a, N. N. Koshlyakova^a, and E. G. Sidorov^b

^aFaculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia ^bInstitute of Volcanology and Seismology, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia *e-mail: aregon27@mail.ru

The paper displays data on ludwigite and yuanfuliite of new fumarolic genetic type. Both these ferric-magnesian borates (oxoborates) have been found in exhalations of the Arsenatnaya fumarole at Tolbachik volcano, Kamchatka. They occur in mineral assemblages formed at temperatures above 550°C. Ludwigite is mainly associated with anhydrite, diopside, minerals of the berzeliite–schäferite series (garnet supergroup), tilasite, svabite, calciojohillerite, hematite and rhabdoborite-group minerals, whereas yuanfuliite occurs with hematite, forsterite, enstatite, diopside, fluorophlogopite, magnesioferrite and spinel. The replacement of ludwigite by yuanfuliite was observed. Both oxoborates are represented by previously unknown chemical varieties, almost free from Fe²⁺, Al and Ti admixtures. Ludwigite is enriched in Mn^{3+} , up to the compo-

sition $(Mg_{2.05}Cu_{0.01})_{2.06}(Fe_{0.71}^{3+}Mn_{0.29}^{3+}Cr_{0.01})_{1.01}[B_{0.96}O_3]O_2$. Yuanfuliite is chemically very close to the ferric end-member of the warwickite-yuanfuliite series and contains only a

small amount of Sn admixture; its typical composition is $Mg_{1.10}Fe_{0.91}^{3+}Sn_{0.03}[B_{0.98}O_3]O$. Their orthorhombic unit-cell parameters are as following: a = 9.297(6), b = 12.349(7), c = 3.021(2) Å, V = 346.5(4) Å³ for ludwigite; a = 9.30(4), b = 9.43(3), c = 3.051(13) Å, V = 268(2) Å³ for yuanfuliite. Raman spectra of ludwigite with different contents of admixtures, of yuanfulite and warwickite, are given and discussed.

Keywords: ludwigite, yuanfuliite, ferric-magnesian oxoborate, Raman spectrum, fumarole, Tolbachik volcano, Kamchatka

REFERENCES

Aleksandrov S.M. Geochemical peculiarities of the occurrences of endogenic borate mineralisation in Italy. *Geochem.* **1974**. Vol. 10. P. 1440–1449 (*in Russian*).

Alexandrov S.M. Magnesian-iron borates, their natural modifications and analogues. Proc. Fersman Miner. Museum. **1976.** N 25. P. 3–26 (*in Russian*).

Aleksandrov S.M. Geochemistry of skarn and ore formation in dolomites. Utrecht, Tokyo: VSP, **1998**. 300 p.

Aleksandrov S.M. Endogenous transformation of kotoite in calcifires of magnesian-skarn deposits of boron. *Geochem. Int.* **2007**. N 7. P. 666–685.

Aleksandrov S.M, Troneva M.A. Heterovalent isomorphism in the magnesium-iron borates. Geochem. Int. 2008. N 8. P. 800–813.

Aleksandrov S.M, Troneva M.A. Composition and genesis of endogenous borates of Pitkyaranta ore field, Karelia. *Geochem. Int.* **2009**. N 9. P. 914–929.

Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C. Handbook of Mineralogy. Borates, Carbonates, Sulfates. Volume 5. Tucson, Arizona, USA: Mineral Data Publishing, **2003**. 813 p.

Appel P.W.U. Al-reach warwickite from Inglefield Land, North-West Greenland. *Miner. Mag.* **1997**. Vol. 61. P. 693–698.

Appel P.W.U., Bigi S., Brigatti M.F. Crystal structure and chemistry of yuanfuliite and its relationships with warwickite. Eur. J. Miner. 1999. Vol. 11. P. 483–491.

Appel P.W.U., Brigatti M.F. Ludwigite from Central Sweden: New data and crystal structure. *Miner. Mag.* **1999.** Vol. 63. P. 511–518.

Bachechi F., Federico M., Fornaseri M. La ludwigite e i minerali che l'accompagnane nelle geodi delle "pozzolane nere" di Corcolle (Tivoli, Colli Albani). Periodico di Mineralogica. **1966.** Vol. 35 (3). P. 975–1006.

Bertaut E.F., Bochirol L., Blum P. Synthèse et groupes d'espace des boroferrites. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. 1950. Vol. 230 (8). P. 764 – 765.

Bigi S., Brigatti M.F., Capedri S. Crystal chemistry of Fe- and Cr-rich warwickite. Amer. Miner. 1991. Vol. 76. P. 1380–1388.

Bilohuščin V., Uher P., Koděra P., Miloská S., Mikuš T., Bačík P. Evolution of borate minerals from contact metamorphic to hydrothermal stages: Ludwigite-group minerals and szaibélyite from Vysoká – Zlatno skarn, Slovakia. *Miner. Petrol.* **2017**. Vol. 111. P. 643–658.

Bloise A., Barrese E. Synthesis of isomorphic vonsenite-ludwigite series. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 2009. Vol. 186(3). P. 345–350.

Bonazzi P, Menchetti S. Contribution to the crystal chemistry of the mineras of the ludwigite-vonsenite series. Neues Jahrbuch fur Mineralogie – Monatshefte. **1989.** N 2. P. 69–83.

Bulakh M.O., Pekov I.V., Chukanov N.V., Yapaskurt V.O., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Sidorov E.G. Extremely fluorine-rich fluoborite from fumarolic exhalations of the Tolbachik volcano (Kamchatka). Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.). 2021. Vol. 50 (2). P. 42–56 (in Russian).

Burragato F. Ritrovamento di breislakite in bombe vulcaniche da una cava di pozzolana near del Volcano Laziale. Brevi notize di mineralogica Italiana. *Periodico di Mineralogica*. **1963.** Vol. 32. P. 625–632.

Chaplygin I.V., Yudovskaya M.A., Pekov I.V., Zubkova N.V., Britvin S.N., Vigasina M.F., Puscharovsky D.Yu., Belakovskiy D.I., Griboedova I.G., Kononkova N.N., Rassulov V.A. Marinaite, IMA 2016-021. CNMNC Newsletter No 32. Miner. Mag. 2016. Vol. 80. P. 917.

Chesnokov B.V., Bazhenova L.F., Shcherbakova E.P., Mikhal T.A., Deryabina T.N. New minerals from the burnt dumps of the Chelyabinsk coal basin. In: Mineralogy of technogenesis and mineral resource complexes of the Urals. Sverdlovsk, **1988.** P. 5–31 (in Russian).

Ciriotti M.E., Cámara F., Grew E., Sicurella G., Cadoni M., Bittarello E. Primo ritrovamento di boroferrite italiana: yuanfuliite di Biancavilla. Micro. 2016. Vol. 14(2). P. 85–96.

Cooper M.A., Raade G., Ball N.A., Abdu Y.A., Hawthorne F.C., Rowe R. Folvikite, $Sb^{5+}Mn^{3+}(Mg,Mn^{2+})_{10}O_8(BO_3)_4$, a new oxyborate mineral from the Kitteln mine, Nordmark ore district, Värmland, Sweden: description and crystal structure. *Miner. Mag.* **2018**. Vol. 82. P. 821–836.

Federico M. Vonsenite nell Piperno di Pianura (Campi Flegrei, Napoli). *Periodico di Mineralogica*. **1969.** Vol. 38(1). P. 81–85.

Enholm Z. Mineral chemistry and paragenesis of oxyborates in metamorphosed Fe-Mn oxide deposits. Sweden: Uppsala University, **2016.** 98 p.

Hawthorne F.C., Burns P.C., Grice J.D. The crystal chemistry of boron. In: Boron: mineralogy, petrology and geochemistry, Reviews in Mineralogy. Mineral Society of America. **1996**. Vol. 33. P. 41–115.

Holstam D. Crystal chemistry of a manganian ludwigite. Neus Jahrbuch für Mineralogie – Monatshefte. **2001.** N 11. P. 520–528.

Huang Z., Wang P. Yuanfuliite – a new borate mineral. Acta Petrol. Miner. **1994.** Vol.13 (4). P. 328–334. Huang Z., Wang P., Ma Z. Mineralogical new materials and crystal structure of yuanfuliite. J. Changchum Univ. Earth Sci. **1996.** Vol. 26. N 1. P. 17–23.

Irwin M.B., Peterson R.C. The crystal structure of ludwigite. Canad. Miner. 1999. Vol. 37. P. 939–943.

Jan M.Q., Khan M.A. Petrology of gem peridot from Sapat mafic-ultramafic complex, Kohistan, NW Himalaya. Geol. Bull. Univ. Peshawar. 1996. Vol. 29. P. 17–26.

Kononova G.N., Gonchar S.V., Dara O.M., Kolotyrkin P.Ya. Phase transformations of iron-magnesium borates during heat treatment. Russian J. Inorg. Chem. **1987**. Vol. 32. N 8. P. 1986–1990 (in Russian).

Koshlyakova N.N., Pekov I.V., Zubkova N.V., Agakhanov A.A., Turchkova A.G., Kartashov P.M., Sidorov E.G., Puscharovsky D.Yu. A new solid solution with the garnet structure: the berzeliite-shäferite isomorphous series from exhalations of the Tolbachik volcano, Kamchatka. Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.). 2020. Vol. 49(6). P. 69–84 (in Russian).

Kravchuk T.A., Nekrasov I.Ya., Grigoriev A.P. Conditions for the formation of minerals of the ludwigite-vonsenite series according to experimental data. *Zapiski VMO (Proc. Russian Miner. Soc.).* **1966.** Vol. 95(3). P. 272–286 (*in Russian*).

Leite C.A.F., Guimarães R.B., Fernandes J.C., Continentino M.A., Paschoal C.W.A., Ayala A.P., Guedes I. Temperature-dependent Raman scattering study of Fe₃O₂BO₃ ludwigite. J. Raman Spectr. **2002.** Vol. 33. P. 1–5.

Lupulescu M.V., Ehlers A.M., Hughes J.M., Bailey D.G. Warwickite from St. Lawrence County, New York: mineral association, chemical composition, cation ordering, and splitting of the waraickite *M*1 site. *Canad. Miner.* **2020**. Vol. 58. P. 183–190.

Malinko S.V., Yamnova N.A., Pushcharovsky D.Yu., Lisitsyn A.E., Rudnev V.V., Yurkina K.V. Ferruginous warwickite from the Taezhnoye deposit (Southern Yakutia). Zapiski VMO (Proc. Russian Miner. Soc.). **1986.** Vol. 115(6). P. 717–723 (in Russian).

Moore P.B., Araki T. Pinakiolite, $Mg_2Mn^{3+}O_2[BO_3]$; warwickite, $Mg(Mg_{0.5}Ti_{0.5})O[BO_3]$; wightmanite, $Mg_5O(OH)_5[BO_3]$ nH_2O : crystal chemistry of complex 3 Å wallpaper structures. *Amer. Miner.* **1974.** Vol. 59. N 9–10. P. 985–1004.

Nakamoto K. Infrared and Raman spectra of inorganic and coordination compounds. Part A, 6th edition. New Jersey: Wiley & Sons, Inc., **2009**. 419 p.

Nekrasov I.Ya., Grigoriev A.P., Grigorieva T.A., Brovkin A.A., Diman E.N., Novgorodov P.G., Suknev V.S., Nikishova L.V. Study of high-temperature borates. Moscow, Nauka, **1970.** 288 p. (*in Russian*).

Norrestam R., Dahl S., Bovin J.-O. The crystal structure of magnesium-aluminium ludwigite $Mg_{2.11}Al_{0.31}Fe_{0.53}Ti_{0.05}Sb_{0.01}BO_5$, a combined single crystal X-ray and HREM study. *Z. Krist.* **1989.** Vol. 187. P. 201–211.

Pekov I.V., Zubkova N.V., Pautov L.A., Yapaskurt V.O., Chukanov N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Sidorov E.G., Pushcharovsky D.Yu. Chubarovite, KZn₂(BO₃)Cl₂, a new mineral species from the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia . Canad. Miner. **2015**. Vol. 53. N 2. P. 273–284.

Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates – a special type of arsenic mineralization. Eur. J. Miner. **2018**. Vol. 30. N 2. P. 305–322.

Pekov I.V., Agakhanov A.A., Zubkova N.V., Koshlyakova N.V., Shchipalkina N.V., Sandalov F.D., Yapaskurt V.O., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Oxidizing-type fumaroles of the Tolbachik Volcano, a mineralogical and geochemical unique. Russian Geol. Geophys. 2020. Vol. 61. N 5–6. P. 675–688.

Pekov I.V., Zubkova N.N., Koshlyakova N.N., Belakovskiy D.I., Vigasina M.F., Britvin S.N., Sidorov E.G., Puscharovsky D.Yu. Rhabdoborite-(V), rhabdoborite-(Mo) and rhabdoborite-(W): a new group of bo-

rate minerals with the general formula $Mg_{12}M_{1_{k}}^{6+}O_{6}[(BO_{3})_{6-x}(PO_{4})_{x}F_{2-x}]$ ($M = V^{5+}$, Mo^{6+} or W^{6+} and x < 1). *Eur. J. Nineralogy.* **2020**. Vol. 32. P. 101–119.

Pertsev N.N. Boron mineral assemblages in magnesian skarns. Moscow: Nauka, 1971. 193 p. (in Russian).

Rebollar C.M. Minerales y Minas de España. Carbonatos y Nitratos. Boratos (Vol. 5). Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. Fundación Gómez Pardo, **2012**. 711 p.

Rudnev V.V. Monoclinic iron-magnesium oxyborates of the hulsite isomorphic series. Zapiski VMO (Proc. Russian Miner. Soc.). **1996**. Vol. 125 (1). P. 89–109 (in Russian).

Rudnev V.V., Krivokoneva G.K., Malinko S.V., Lisitsyn A.E. New data on yanfuliite from South Yakutia and isomorphism in orthoborates of the warwickite-yuanfuliite group. Zapiski VMO (Proc. Russian Miner. Soc.). 2000. Vol. 129 (3). P. 86–98 (in Russian).

Russo M., Punzo I. I minerali del Somma-Vesuvio. AMI, Cremona, Italy, 2004. 320 p.

Russo M. Zeolites from Campi Flegrei / Bollettino AIZ Series, Report. 2008. Vol. 31. P. 13-23.

Shaller W.T., Butler B.S. Magnesioludwigite, a new mineral. J. Washington Acad. Science. 1917. Vol. 7. P. 29 – 31.

Shevko A.Ya., Kalugin V.M., Gora M.P., Karmanov N.S. The first discovery of oxyborates in the rocks of the Norilsk-1 intrusion (Northwest of the Siberian platform). *Rep. Russian Acad. Sci. Earth Sciences.* **2019**. Vol. 488. N 2. P. 189–192 (*in Russian*).

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia – Part 1: Neso-, cyclo-, ino- And phyllosilicates. *Eur. J. Miner.* **2020a**. Vol. 32. N 1. P. 101–119.

Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia – Part 2: Tectosilicates. *Eur. J. Miner.* **2020b**. Vol. 32. N 1. P. 121–136.

Symonds R.B., Reed M.H. Calculation of multicomponent chemical equilibria in gas-solid-liquid systems: calculation methods, thermochemical data, and applications to studies of high-temperature volcanic gases with examples from Mount St. Helens. Amer. J. Sci. **1993**. Vol. 293. P. 758–864.

Takeuchi Y., Watanabe T., Ito T. The crystal structure of warwikite, ludwigite and pinakiolite. *Acta Crystal.* **1950.** Vol. 3. P. 98–107.

The Great Tolbachik Fissure Eruption (eds. S.A. Fedotov and Y.K. Markhinin). New York: Cambridge University Press, **1983**. 341 p.

Tolkanov O.A., Chernobrovin V.P., Muftalov V.A., Khvorov P.V., Rechkalova A.V. Chrome containing ludwigite in the chrome ore of Volchyegorskoe deposit (South Urals). Uralian Geol. J. 2000. N 4(16). P. 155–161 (in Russian).

Tschermak G. Ludwigit, ein neues Mineral aus dem Banate. Mineralogische und Petrographische Mittheilungen. Vienna, 1874. P. 59–66.

Turchkova A.G., Pekov I.V., Yapaskurt V.O., Sidorov E.G., Britvin S.N. Manganese mineralization in fumarole deposits at the Tolbachik volcano (Kamchatka, Russia). In: IX International symposium "Mineral Diversity: Research and Preservation". Sofia, **2017**. P. 9.

Yamnova N.A., Pushcharovsky D.Yu., Malinko S.V. On the peculiarities of the cation distribution in the crystal structure of ferruginous warwickite. *Crystallography.* **1988.** Vol. 3. N 2. P. 349–352 (*in Russian*).

Vergasova L.P., Filatov S.K. A study of volcanogenic exhalation mineralization. *J. Volcan. Seismol.* **2016**. Vol. 10. N 2. P. 71–85.

Watanabe T. On occurrence of warwikite at Hol Kol; a study of boron metasomatism. J. Faculty of Science, University of Tokio. **1954.** Vol. 9. P. 11–17.

Woodford D.T., Sisson V.B., Leeman W.P. Boron metasomatism of the Alta stock contact aureole, Utah: evidence from borates, mineral chemistry and geochemistry. *Amer. Miner.* **2001.** Vol. 86. P. 513–533.

= МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ —

ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПОЛЯКОВИТА-(Се) В КАРБОНАТИТАХ И УЛЬТРАМАФИТАХ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2021 г. В. А. Попов*

Институт минералогии, Южно-Уральский ФНЦ минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия *e-mail: popov@mineralogy.ru

> Поступила в редакцию 26.04.2021 г. После доработки 30.05.2021 г. Принята к публикации 30.09.2021 г.

Минералогические исследования на проявлении поляковита-(Се) в Ильменских горах на Южном Урале привели к открытию широкого спектра парагенезисов, в которых участвуют акцессорные поляковит-(Се), эшинит-(Се), фергусонит-(Се), монацит-(Се), хромит и другие минералы. Щелочная ультрамафитовая формация с карбонатитами представлена рихтерит-флогопит-форстеритовой, рихтерит-флогопитовой, флогопит-рихтеритовой породами, слюдитами и карбонатитами, а также их пегматитовыми аналогами.

Ключевые слова: щелочные ультрамафиты, карбонатиты, парагенезис, пегматиты, поляковит-(Се), монацит-(Се), фергусонит-(Се), эшинит-(Се), Ильменские горы **DOI:** 10.31857/S086960552106006X

введение

Одной из задач парагенетического анализа, получившего сильное развитие в середине XX века, является "... установление наблюдаемых закономерностей парагенезисов минералов в горных породах ..." (Коржинский, 1973, с. 275). Наше внимание привлек новый минерал из группы чевкинита – поляковит-(Се), установленный в карбонатитах и карбонатит-пегматитах Ильменских гор на Южном Урале (Попов и др., 2000; Popov et al., 2001). Удивительна локальность нахождения этого минерала в копи № 97. За прошедшие почти сорок лет со времени его первой находки в мире пока не обнаружено других мест, где бы попался поляковит, если не считать описание "хромистого чевкинита" в виде мелкого включения в африканском алмазе (Копылова и др., 1997). Поляковит-(Се), очевидно, следует отнести к акцессорным минералам, которые трудно идентифицировать в процессе полевых работ и закартировать его распространение. Существенную помощь при картировании акцессорных минералов могут оказать синхронные с ними породообразующие минералы. В этой работе парагенезисы поляковита-(Се) устанавливались на основании наблюдений индукционных поверхностей одновременного роста между минеральными индивидами. Состав минералов определялся Е.И. Чуриным на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-733 Geol и М.А. Рассомахиным на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3.

Ильменские горы и их отроги на Южном Урале сложены миаскитами Ильменогорского массива, телами сиенитов, гранитов, ультрамафитов, карбонатитов и вмещающими их метаморфическими породами – гранито-гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, кварцитами (рис. 1). Они хорошо известны открытиями 18 но-



Рис. 1. Местоположение копи № 97 относительно миаскитового массива (*a*) и геологическая схема района копи (*б*). 1 – миаскиты; 2 – вмещающие породы; 3 – пироксеновые фениты; 4 – граниты; 5 – гранитные пегматиты; 6 – ультрамафиты; 7 – канавы с выходами жил слюдит-пегматитов и карбонатит-пегматитов. **Fig. 1.** The location of mine No 97 relative to the miaskite massif (*a*) and the geological scheme of the area of the mine (*б*). 1 – miaskites, 2 – host rocks, 3 – pyroxene phenites, 4 – granites, 5 – granite pegmatites, 6 – ultramafites, 7 – ditches with outcrops of mica-pegmatite and carbonatite-pegmatite veins.

вых минералов (Минералы..., 1949; Попов, Попова, 2006; и др.) и новых горных пород — миаскитов ("ильменских гранитов"), фирситов и "зернистых известняков". Через сто лет после описания "зернистых известняков" подобные породы были названы карбонатитами (Brögger, 1921). Именно в "зернистых известняках" (карбонатитах и, как мы считаем, карбонатит-пегматитах) Ильменских гор найдены богато ограненные кристаллы ильменита, циркона, пирохлора, молибденита, чевкинита, алланита и других минералов.

Щелочные ультрамафиты и карбонатиты в восточном экзоконтакте Ильменогорского миаскитового массива известны с начала XIX века (разведки П.Н. Барбот де Марни, Минералы..., 1949). Однако жильные слюдиты и слюдит-пегматиты, флогопит-энстатит-тремолитовые, флогопит-рихтеритовые ("роговообманковые") пегматиты, карбонатиты и карбонатит-пегматитовые тела не относили в те далекие времена к позднее выделенной формации щелочных ультрамафитов с карбонатитами. Когда появились данные о форстеритсодержащих парагенезисах в телах этой серии жильных тел в районе копей № 13 и 97 в Ильменских горах, возникла модель фенитизации "обычных" ультрамафитов (Поляков, Недосекова, 1990). Специальные онтогенические исследования в районе копи № 97 дают другую модель их образования без привлечения представлений о фенитизации (Попов, 2004). Объемное препарирование индивидов минералов показало, что между форстеритом, флогопитом и рихтеритом наблюдаются индукционные поверхности совместного одновременного роста (парагенезис). Это означает, что форстеритсодержащая порода не подвергалась фенитизации, она изначально имела наблюдаемый состав и принадлежит щелочно-ультрамафитовой серии. Описываемая порода имеет темный зеленовато-коричневый цвет и плотное сложение. Магматические фазы щелочно-ультрамафитовой серии представлены рихтерит-флогопит-форстеритовыми породами, а некоторые — переходными к карбонатитам и карбонатит-пегматитам или слюдитам и слюдит-пегматитам.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД И ЖИЛЬНЫХ ТЕЛ КАРБОНАТИТ-ЩЕЛОЧНОУЛЬТРАМАФИТОВОЙ ФОРМАЦИИ В РАЙОНЕ КОПИ № 97

В сложном теле шелочных ультрамафитов района копи № 97 (рис. 1) установлено несколько горных пород – рихтерит-флогопит-форстеритовых, флогопитовых, рихтеритовых пород и карбонатитов (рис. 2), местами претерпевших неоднократную хруп-ко-пластическую деформацию с образованием бластомилонитов и брекчий, а также реликтовых менее деформированных участков. В связи с интенсивными деформациями, относительный возраст разных породных тел установить трудно: контакты сорваны, сдвинуты, есть разновременное брекчирование ранних агрегатов. Небольшое сложное тело щелочных ультрамафитов нанесено на геологическую схему в кососекущем положении по отношению к вмещающим гнейсовидным пироксеновым сиенитам. Явлений фенитизации в ультрамафитах (Поляков, Недосекова, 1990) нами не наблюдалось, и нет доказанных секущих их миаскитовых и сиенитовых тел. Тело ультрамафитов разбито разноориентированными трещинами, в которых наблюдаются жилы карбонатитов, слюдитов, карбонатит-пегматитов, слюдит-пегматитов, флогопит-рихтеритовых пегматитов, частично смещенных по склону в коре выветривания.

Жильные тела сильно отличаются друг от друга по количественным соотношениям как породообразующих (доломита, кальцита, флогопита, рихтерита, минералов группы гумита, форстерита, хлорита), так и второстепенных минералов – монацита-(Се), поляковита-(Се), эшинита-(Се), фергусонита-(Се), хромита, шпинели, циркона, цирконолита-(Y) и др. В некоторых случаях встречаются скопления нескольких акцессорных минералов. Характерной чертой сложного щелочного ультрамафитового тела является сходство минералогии горных пород и их пегматитовых аналогов.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ И КАРБОНАТИТОВ КОПИ № 97

Рихтерит-флогопит-форстеритовая порода мелко- и среднезернистая (рис. 2, *a*), в объеме содержащая 93–95% форстерита и 2–5% флогопита и рихтерита; прочие минералы – пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, молибденит, хромит, монацит-(Се), апатит, барит. В отвалах встречена и неравнозернистая (порфировидная) рихтерит-флогопит-форстеритовая порода, в которой наблюдаются изометричные индивиды форстерита размером 5–10 см, вкрапления флогопита и редкие призмы зеленого рихтерита размером до 1 см. Формулы минералов:

Mg_{1.8}Fe_{0.18}Mn_{0.01}Ni_{0.003}(SiO₄) – форстерит,

 $(K_{0.9}Na_{0.04}Ba_{0.005})(Mg_{2.9}Fe_{0.15})(Al_{0.92}Si_{3.08})O_{10}(OH_{1.74}F_{0.26}) - флогопит,$

 $(Na_{0.95}K_{0.12})(Ca_{1.4}Mg_{5.12}Fe_{0.28}Al_{0.06}Mn_{0.04}Cr_{0.03})(Si_8O_{22})(OH_{1.64}F_{0.36}) - \text{рихтерит.}$

Акцессорными минералами в этой породе являются хромит, пирит, пирротин, пентландит и халькопирит. Акцессорные минералы мелки, лишь иногда размер их индивидов достигает 1–2 мм. Они включены в породообразующие минералы и имеют с ними компромиссные поверхности одновременного роста. Их очень мало, в сумме около 1%. Состав хромита по данным электронно-зондового анализа (мас. %): Cr₂O₃ 56.94, FeO 35.23, MgO 3.21, Al₂O₃ 0.53, TiO₂ 0.43, V₂O₃ 0.53, MnO 1.59, ZnO 1.82, сумма 100.28. Состав сульфидов в рихтерит-флогопит-форстеритовой породе почти соответствует идеализированным формулам с небольшими примесями: в пирите – до 0.4% Со, в



Рис. 2. Горные породы, слагающие сложное ультрамафитовое тело в районе копи № 97. a – рихтерит-флогопит-форстеритовая; δ – флогопит-рихтеритовая; s – флогопитовый слюдит; e – полосчатый флогопиткальцит-доломитовый карбонатит.

Fig. 2. Some rocks that make up a complex ultramafic body in the area of mine No 97. a – richterite-phlogopite-forsterite rock, δ – phlogopite-richterite rock, e – phlogopite mica-rock, e – banded phlogopite-calcite-dolomite carbonatite.

пентландите — до 2.5% Со, в пирротине — до 0.4% Со и до 0.5% Ni; халькопирит свободен от примесей. Обращают на себя внимание примеси никеля, хрома, ванадия, кобальта и бария в породообразующих минералах и наличие акцессорных минералов, содержащих эти элементы. В отдельных глыбах рихтерит-флогопит-форстеритовая порода выглядит совершенно неизмененной ("свежей"), без следов деформации и замещения.

Флогопит-рихтеритовая порода (рис. 2, *б*) содержит 70–90% рихтерита, 10–30% флогопита и акцессорные хромит, монацит-(Се) и циркон. Между всеми названными минералами наблюдались поверхности одновременного роста. Состав минералов относительно однороден, мало отличается в разных участках. В восточном эндоконтакте тело флогопит-рихтеритовой породы местами имеет крупнозернистую структуру и содержит крупные индивиды поляковита-(Се).

Слюдиты – жилообразные небольшие по размерам (до 2 м) карбонатно-слюдистые тела, сложенные светло-коричневым флогопитом (рис. 2, *в*) или (в других случаях) коричнево-черным биотитом и карбонатами (кальцитом и доломитом), с алланитом-(Се), шпинелью, скаполитом, пирротином, магнетитом и другими акцессорными минералами. Все минералы синхронны, а кальцит с доломитом образуют синтаксические срастания. Флогопит таблитчатый. Он характеризуется эмпирической формулой K_{0.95}Na_{0.09}Mg_{1.78}Fe_{0.83}Mn_{0.03}Ti_{0.12}Al_{0.20}(Si_{2.79}Al_{1.21})O₁₀(OH_{1.75}F_{0.25}). Алланит-(Се) представ-



Рис. 3. Зонально-секториальный Ва-содержащий калиевый полевой шпат в срастании с флогопитом и олигоклазом. Фото в отраженных электронах.

Fig. 3. Intergrowth of zonal-sectorial barium-containing K-feldspar with phlogopite and oligoclase. BSE image.

лен изометричными зернами серого цвета, он нерадиоактивный (без плеохроичных двориков), его эмпирическая формула $Ca_{1.15}Ce_{0.44}La_{0.33}Nd_{0.06}Pr_{0.04}Fe_{0.74}Al_{1.94}(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$. Зерна скаполита субизометричны, бесцветны, имеют промежуточный между мейонитом и мариалитом состав, отвечающий формуле $Na_{2.42}Ca_{1.49}Fe_{0.02}(Al_{4.01}Si_{7.94}O_{24})(Cl_{0.58}(CO_3)_{0.42})$. Sr-содержащий фторапатит образует мелкие бесцветные субизометричные зерна; его эмпирическая формула $Ca_{4.8}Sr_{0.1}Na_{0.07}Mg_{0.01}Ce_{0.01}U_{0.01}(P_{2.93}Si_{0.06}S_{0.01})O_{12}(F_{0.95}OH_{0.05})$.

Вместе с алланит-флогопитовой породой в отвале найдены обломки темной шпинель-флогопитовой породы, содержащей также доломит, клинохлор, апатит, ильменит и акцессорные бадделеит, циркон, монацит-(Се), рабдофан, барит, рутил. Встречены дендриты меди в лимонитовой псевдоморфозе по железистому доломиту. В небольшой полости от замещенного зерна доломита наблюдались мелкие тройники клинохлора. В зерне алланита встречено включение калиевого полевого шпата, неоднородного по содержанию бария (гиалофан, рис. 3).

Некоторые слюдиты с преобладанием флогопита и небольшой примесью доломита имеют светло-коричневый цвет и среднезернистую структуру. Под микроскопом в некоторых зернах флогопита видны мелкие зеленые синтаксические вростки клинохлора. Эмпирическая формула флогопита $K_{0.91}Na_{0.03}Ba_{0.01}Mg_{2.89}Fe_{0.24}(Al_{0.85}Si_{3.07})O_{10}(OH_{1.63}F_{0.37})$. В тонких вростках клинохлора определены следующие примеси (мас. %): NiO 0.22, CaO 0.33; Ва не обнаружен, в отличие от флогопита. Хлорит подтвержден рентгенограммой. Доломит по составу отвечает формуле $Ca_{1.00}Mg_{0.91}Fe_{0.06}Mn_{0.02}Sr_{0.01}(CO_3)_2$.

В светло-коричневом слюдите местами встречаются линзы крупнозернистого зеленого клинохлора (индивиды размером до 3 см) и крупные индивиды светло-коричневого хондродита размером до 4 см (рис. 4). Состав хондродита (мас. %): SiO₂ 34.27, MgO 51.74,



Рис. 4. Флогопит-хондродитовые крупнозернистые сростки в слюдите. **Fig. 4.** Phlogopite-chondrodite coarse-grained intergrowths in the mica-rock.

FeO 6.78, TiO₂ 1.35, MnO 0.77, F 5.28, -O=F₂ 2.22, сумма 97.97. Рентгенограмма хондродита соответствует эталону.

Корунд-флогопитовые пегматиты встречены только в рыхлом отвале северной канавы копи № 97. Изометричные розоватые индивиды корунда имеют размер до 4 см. Флогопит толстотаблитчатый, зеленоватый, крупнозернистый. Совместно с корундом кристаллизовались диаспор, шпинель, прайсверкит, циркон, фергусонит-(Се), кальцит, пирротин, уранинит, торианит, кальцит в мелких выделениях.

Флогопит-клиногумитовая порода встречена в отвалах юго-восточной части ультрамафитового тела. Эта светло-коричневая неравнозернистая порода, которая содержит мелкие зерна хромита и монацита-(Се). В пегматитовом аналоге флогопит-клиногумитовой породы встречены рихтерит и поляковит-(Се).

Флогопит-доломит-кальцитовые карбонатиты. Долгое время в коре выветривания сложного ультрамафитового тела в разведочных канавах встречались лишь фрагменты карбонатит-пегматитовых тел. В 2012 г. в восточной части центральной канавы на контакте крупной жилы доломитового карбонатит-пегматита с обильным монацитом-(Се) были обнаружены среднезернистые слабо полосчатые флогопит-доломиткальцитовые карбонатиты (рис. 2, *г*) с монацитом-(Се), поляковитом-(Се), хромитом и другими акцессорными минералами.

Местами встречаются своеобразные **магматические**¹ **брекчии**, где обломки флогопит-форстеритовой породы сцементированы флогопит-рихтеритовой породой, а также брекчия флогопитового слюдита с карбонатитовым "цементом".

Район копи № 97 Ильменских гор уникален по набору мелких тел магматических фаз карбонатит-щелочноультрамафитовой формации, а также и по минеральному составу этих тел. Карбонатиты необычны — они обогащены одновременно редкими землями, Cr, Ni, Ba и Sr. В слюдитах и карбонатитах встречается магматический хлорит, местами образующий небольшие собственные тела **хлоритолитов**.

Поляковит-(Се) определен как в парагенезисах магматических горных пород, так и в их пегматитовых аналогах — рихтерит-флогопит-доломит-кальцитовых карбонати-

¹ По мнению авторов статьи, сколь-либо серьезно не аргументированному – Прим. ред.

тах, флогопит-клиногумитовой породе, рихтерит-флогопитовой породе и флогопитрихтеритовой породе. Кроме поляковита-(Се) в этих породах наблюдались акцессорные минералы – эшинит-(Се), фергусонит-(Се), монацит-(Се), хромит и другие. Парагенетические взаимоотношения между минералами устанавливаются по наличию индукционных поверхностей одновременного роста. Карбонатиты и карбонатит-пегматиты копи № 97 в Ильменских горах похожи на карбонатиты других участков Ильменогорско-Вишневогорского комплекса, но только в них установлен в заметных количествах хромит. Он характеризует хромовую специализацию карбонатитовой системы, определившей наличие поляковита вместо других минералов группы чевкинита, а также хромовую специфику некоторых других минералов (существенная примесь Сг в составе рихтерита, давидита, корунда и др.). В карбонатит-пегматитах копи 97 встречаются кристаллы хромита размером до 12 мм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По мнению автора, парагенетический анализ в рамках онтогении минералов может быть осуществлен без привлечения физико-химического моделирования. Практический выход для топоминералогических предсказаний при этом вряд ли существенно уменьшается. Выполнение собственно минералогических исследований ведет к открытию широкого спектра полиминеральных парагенезисов, характерных для природных объектов.

Небольшое тело щелочных ультрамафитов копи № 97 является уникальным образованием среди минеральных объектов Ильменских гор в связи с разнообразием минеральных парагенезисов и многообразием минералов, число которых к настоящему времени достигло 62 минеральных видов. В копи № 97 открыты два новых минерала –поляковит-(Се) и фторрихтерит. Встречены здесь также новые разновидности пород – доломит-скаполит-шпинель-алланит-биотитовые слюдиты, рихтерит-флогопит-доломит-кальцитовые карбонатиты и карбонатит-пегматиты с большим количеством редких акцессорных минералов (Попов и др., 2020).

Проявление поляковита-(Се), вскрытое выработками копи № 97, является пока единственным в мире. Здесь найдены его кристаллы размером до 16 см – самые крупные среди минералов группы чевкинита. В парагенезисе с поляковитом-(Се) установлены породообразующие – рихтерит, флогопит, форстерит, доломит, кальцит, клиногумит, хондродит а также акцессорные минералы – хромит, эшинит-(Се), фергусонит-(Се), монацит-(Се). Подобные парагенезисы, но без поляковита, можно встретить в других районах Южного Урала, в том числе в карбонатитах (Ильменские и Вишневые горы, Шишимские и Назямские горы, "Русская Бразилия" и др.). На возможное нахождение поляковита-(Се) Се₄MgCr₂Ti₂O₈(Si₂O₇)₂, по-видимому, может указывать наличие хромита FeCr₂O₄. Отсутствие или малое содержание Сг в системе препятствует появлению поляковита.

Шелочные ультрамафиты в районе копи № 97 являются частью Ильменогорско-Вишневогорского щелочного комплекса, трассирующего одну из южноуральских рифтовых систем и относящуюся к восточной части Главного Уральского разлома. Несколькими выработками копи № 97 вскрыто небольшое, но сложно дифференцированное тело щелочных ультрамафитов с жилами слюдитов, карбонатитов и карбонатит-пегматитов. На этом объекте впервые для Ильменских гор встречены карбонатфлогопитовые слюдиты и флогопитовые карбонатиты, которые, как считает автор, возникают из расплавов-растворов минимальной вязкости, с высокой растворимостью оксидов и силикатов. Рассмотренная уникальная минерализация в щелочных ультрамафитах Ильменских гор является важной характеристикой геологических процессов, протекающих в рифтовых системах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Копылова М.Г., Рикард Р.С., Кленстьюбер А. Первая находка стронциевого К-Сг-лопарита и Сг-чевкинита в алмазах // Геол. геофиз. **1997**. Т. 38. № 2. С. 382–397.

Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, **1973.** 288 с.

Минералы Ильменского заповедника. М.-Л., 1949. 660 с.

Поляков В.О., Недосекова И.Л. Минералогия апогипербазитовых фенитов и карбонатитов южной части Ильменских гор. В кн.: Минералы месторождений и зон техногенеза рудных районов Урала. Свердловск: УрО РАН СССР, **1990**. С. 6–17.

Попов В.А. О происхождении флогопит-амфиболовых пегматитов копи № 13 Ильменских гор // Урал. геол. журн. **2004**. № 2. С. 79–92.

Попов В.А., Рассомахин М.А., Колисниченко С.В. Уникальное проявление поляковита-(Се) в Ильменских горах, Южный Урал – новые находки // Минералогия. 2020. Т. 6. № 1. С. 17–32.

Попов В.А., Паутов Л.А., Попова В.И. Поляковит – новый минерал: результаты доизучения хромово-магниевого чевкинита / Уральский минералогический сборник. № 10. Миасс: ИМин УрО РАН, **2000**. С. 3–10.

Попов В.А., Попова В.И. Минералогия пегматитов Ильменских гор / Минералогический альманах. Т. 9. М.: Экост, **2006**. 152 с.

Parageneses of Polyakovite-(Ce) in Carbonatites and Ultramafites of the Ilmen Mountains (South Urals, Russia)

V. A. Popov*

Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology Ural Branch RAS, Miass, Chelyabinsk oblast, Russia

*e-mail: popov@mineralogy.ru

The mineralogical study of the polyakovite-(Ce) occurrence in the Ilmen Mountains (the South Urals, Russia) has led to discovery of numerous parageneses including accessory polyakovite-(Ce), aeschynite-(Ce), fergusonite-(Ce), monazite-(Ce), chromite, and other minerals. The alkaline ultramafic formation with carbonatites is represented there by rich-terite-phlogopite-forsterite, richterite-phlogopite, and phlogopite-richterite rocks, glimmerites and carbonatites, together with their pegmatite analogues.

Keywords: alkaline ultramafites, carbonatites, paragenesis, pegmatite, polyakovite-(Ce), monazite-(Ce), fergusonite-(Ce), aeshynite-(Ce), Ilmen Mountains

REFERENCES

Brögger W.C. Die Eruptivgesteinen des Kristianiagebietes, IV. Das Fengebiet in telemarken, Norwegen. – Norske Vidensk. Selsk. Skrift, 1 math-naturv., **1921**. N 9. P. 210–222.

Kopylova M.G., Rikard R.S., Klenstjuber A. The first discovery of strontium K-Cr-loparite and Crchevkinite in diamonds. *Geol. Geophys.* **1997**. Vol. 38. N 2. P. 382–397 (*in Russian*).

Korzhinsky D.S. (1973) Theoretical foundations of the analysis of mineral parageneses. Moscow: Nauka, 1973. 288 p. (*in Russian*).

Minerals of the Ilmen Reserve. Moscow-Leningrad, 1949. 660 p.

Polyakov V.O., Nedosekova I.L. Mineralogy of apogyperbasite phenites and carbonatites of the southern part of Ilmen Mountains. In: *Minerals of deposits and zones of technogenesis of ore districts of the Urals.* Sverdlovsk: Ural Branch RAS, **1990**. P. 6–17 (*in Russian*).

Popov V.A. On the origin of phlogopite-amphibole pegmatites of mine No 13 of the Ilmen Mountains. *Ural Geol. J.* **2004**. N 2. P. 79–92 (*in Russian*).

Popov V.A., Rassomakhin M.A., Kolisnichenko S.V. Unique occurrence of polyakovite-(Ce) in the IImen Mountains, Southern Urals – new findings. *Mineralogy.* **2020**. Vol. 6. N 1. P. 17–32 (*in Russian*).

Popov V.A., Pautov L.A., Popova V.I. Polyakovite – a new mineral: results of additional study of chromium-magnesium chevkinite. In: Ural Mineralogical Collection No 10. Miass: Institute of Mineralogy, Ural Branch RAS, **2000**. P. 3–10 (in Russian).

Popov V.A., Popova V.I. Mineralogy of pegmatites of the Ilmen Mountains. In: Mineralogical Almanac, Vol. 9. Moscow: Ecost, **2006**. 152 p. (*in Russian*).

Popov V.A., Pautov L.A., Sokolova E., Hawthorne F.C., McCammon C., Bazhenova L.F. Polyakovite-(Ce), (REE,Ca)₄(Mg,Fe²⁺)(Cr³⁺,Fe³⁺)₂(Ti,Nb)₂Si₄O₂₂, a new metamict mineral species from the II-men Mountains, southern Urals, Russia: mineral description and crystal chemistry. *Canad. Miner.* **2001**. Vol. 39. P. 1095–1104.

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ =

НЕОБЫЧНО БОГАТЫЙ ЖЕЛЕЗОМ ДЖУЛГОЛДИТ-(Fe³⁺) ИЗ КАРАДАГСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА (КРЫМСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

© 2021 г. А. В. Касаткин^{1, *}, Н. В. Зубкова², д. чл. Н. В. Чуканов³, Д. А. Ксенофонтов², Р. Шкода⁴, А. И. Тищенко⁵, М. В. Воронин⁶, С. Н. Бритвин⁷, д. чл. И. В. Пеков²

¹Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр-т, 18-2, Москва, 119071 Россия

² Московский государственный университет, Геологический факультет, Воробьевы горы, Москва, 119991 Россия

Борообевы горы, москва, 119991 Россия

³Институт проблем химической физики РАН,

пр-т Академика Семенова, 1, Московская обл., г. Черноголовка, 142432 Россия

⁴Масариков университет, Котларшска, 2, г. Брно, 611 37, Чехия

⁵Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, Таврическая академия, пр-т Академика Вернадского, 4, г. Симферополь, 295007 Россия

пр-т Академика Бернадского, 4, г. Симферополь, 295007 Госсия ⁶Институт экспериментальной минералогии им. акад. Д.С. Коржинского РАН,

нститут экспериментальной минералогий им. акао. д.с. коржинского г Ан ул. Академика Осипьяна, 4, Черноголовка, 142432 Россия

⁷Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра кристаллографии, Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034 Россия *e-mail: anatoly.kasatkin@gmail.com

> Поступила в редакцию 09.06.2021 г. После доработки 26.06.2021 г. Принята к публикации 30.09.2021 г.

Джулголдит-(Fe³⁺), редкий минерал из группы пумпеллиита, обнаружен на Карадагском вулканическом массиве (Крымский полуостров) в виде черных с полуметаллическим блеском радиально-лучистых сферолитов диаметром до 0.5 см в трещинах вулканической породы в ассоциации с кварцем. Химический состав минерала (мас. %, электронно-зондовые данные, отношение Fe^{3+} : Fe^{2+} – по данным мессбауэровской спектроскопии): CaO 20.40, MgO 0.35, MnO 0.10, FeO 3.62, Al₂O₃ 0.10, Fe₂O₃ 37.91, SiO₂ 32.86, H₂O (расч.) 5.68, сумма 101.02. Вычисленные по порошковой рентгенограмме параметры моноклинной элементарной ячейки: a = 8.8885(7), b == 6.0791(4), c = 19.3679(14) Å, $\beta = 97.499(5)^{\circ}$, V = 1037.58(13) Å³; пр. гр. A2/m. Совокупность результатов электронно-зондового и рентгеноструктурного анализа, мессбауэровской, ИК- и КР-спектроскопии позволяет записать кристаллохимическую формулу этого минерала с такими возможными вариациями в распределении Fe³⁺ и Fe²⁺ между структурными позициями X и Y: Ca_{2.00}^X (Fe³⁺_{0.77-0.62}Fe²⁺_{0.13-0.28}Mg_{0.05}Mn_{0.01})_{Σ0.96} ${}^{Y}(\text{Fe}_{1\ 84-1\ 99}^{3+}\text{Fe}_{0\ 15-0\ 00}^{2+}\text{Al}_{0\ 01})_{\Sigma2\ 00}[\text{Si}_{2}\text{O}_{6}^{O10}(\text{OH},\text{O})]$ [SiO₄]^{O11}(OH,O)^{O7}(OH,H₂O)^{O5}(OH). Крымский минерал необычно богат железом и практически не содержит пумпеллиитового минала. Кроме того, в отличие от ряда других минералов группы пумпеллиита, где весь водород принадлежит ОН-группам, карадагский джулголдит-(Fe³⁺) содержит, пусть и в весьма небольшом количестве, молекулярную воду.

Ключевые слова: джулголдит-(Fe³⁺), группа пумпеллиита, кристаллическая структура, мессбауэровский спектр, ИК-спектр, КР-спектр, Карадагский вулканический массив, Крымский полуостров

DOI: 10.31857/S0869605521060034

введение

Джулголдит-(Fe³⁺), для которого сейчас наиболее часто используется идеализированная формула $Ca_2Fe^{3+}Fe_2^{3+}[Si_2O_6OH][SiO_4](OH)_2O = Ca_2Fe^{3+}Fe_2^{3+}Si_3O_{11}(OH)_3$ (Nagashima et al., 2018), является членом группы пумпеллиита, объединяющей моноклинные орто-диортосиликаты с идеализированной общей формулой $Ca_2XY_2Si_3O_{14} - n(OH)_n$. Название минерального вида в этой группе определяет комбинация компонентов, преобладающих в двух октаэдрически координированных позициях в структуре -X (Mg, Al, Mn²⁺, Mn³⁺, Fe²⁺, Fe³⁺, V³⁺, Cr³⁺) и *Y*(Al, Mn³⁺, Fe³⁺, V³⁺ и Cr³⁺). В соответствии с утвержденной Международной минералогической ассоциацией номенклатурой (Passaglia, Gottardi, 1973), к джулголдитам отнесены минералы с преобладанием Fe³⁺ в позиции У. Одновременное доминирование одного из катионов в позиции Х является основанием для присвоения джулголдиту соответствующего суффикса-уточнителя, определяющего название минерального вида. К настоящему времени известно три таких минерала – джулголдит-(Mg) Ca₂Fe³⁺Fe³⁺₂[Si₂O₆OH][SiO₄](OH)₂(OH), джулголдит-(Fe²⁺) Ca₂Fe³⁺Fe³⁺₂[Si₂O₆OH][SiO₄](OH)₂(OH) и джулголдит-(Fe³⁺) Ca₂Fe³⁺Fe³⁺₂[Si₂O₆OH][SiO₄](OH)₂O. Последний впервые описан в Лонгбане (Швеция), причем изначально он был охарактеризован, как $Fe^{2+}-Fe^{3+}$ – аналог пумпеллиита (Moore, 1971). Однако расшифровка кристаллической структуры этого минерала показала преобладание Fe^{3+} над Fe^{2+} как в позиции *Y*, так и в позиции *X* (Allmann, Donnay, 1973), то есть это джулголдит-(Fe³⁺) (Passaglia, Gottardi, 1973).

Джулголдит-(Fe³⁺) является очень редким минералом, и кроме того его диагностика затруднена необходимостью корректного количественного определения разновалентного железа. Помимо Лонгбана, достоверный джулголдит-(Fe³⁺), изученный структурно и методом мессбауэровской спектроскопии, установлен в материале из Бомбея (Индия) (Artioli et al., 2003). Позднее этот минерал был встречен и на территории России – в образце из Первомайского карьера близ Бахчисарая на Крымском полуострове (Касаткин, 2019).

В мае 2019 г. в другом районе Крыма — на Карадагском вулканическом массиве местным любителем камня Е.А. Шибаевым были отобраны образцы, в которых авторы (А.И.Т. и А.В.К.) обнаружили минерал, поначалу отнесенный к джулголдиту-(Fe²⁺). Такая диагностика основывалась на результатах электронно-зондового анализа, монокристальных рентгеновских данных и КР-спектроскопии; содержание H₂O не определялось, а отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в минерале было рассчитано по балансу зарядов, исходя из предположения, что в минерале содержится три ОН-группы на формулу (Тищенко, Касаткин, 2020). Однако полученный уже после выхода процитированной монографии мессбауэровский спектр показал, что Fe³⁺ в минерале резко преобладает над Fe²⁺ в обеих позициях и, таким образом, это джулголдит-(Fe³⁺). Замечательной особенностью химического состава карадагского минерала является практически полное отсутствие в нем пумпеллиитового минала. Ни в литературе, ни в образцах джулголдита, в разное время изучавшихся одним из авторов (А.В.К.), не встречались столь обедненные алюминием составы. Это в первую очередь и послужило основанием для детального изучения данного минерала, включившего уточнение его кристаллической структуры и исследование разными спектроскопическими методами. Результаты комплексного кристаллохимического исследования джулголдита-(Fe³⁺) из Карадагского вуканического массива изложены в настоящей работе.

Компонент	Среднее	Пределы	Стандартное отклонение	Эталон
CaO	20.40	20.24-20.55	0.13	Волластонит
MgO	0.35	0.29-0.39	0.05	Пироп
MnO	0.10	0.06-0.14	0.03	Спессартин
FeO*	3.62			
Al_2O_3	0.10	0.09-0.11	0.01	$MgAl_2O_4$
Fe ₂ O ₃ *	37.91			Альмандин
SiO ₂	32.86	32.65-33.02	0.14	Альмандин
H ₂ O**	5.68			
Сумма	101.02			

Таблица 1. Химический состав джулголдита-(Fe^{3+}) с Карадага, мас. % **Table 1.** Chemical composition of julgoldite-(Fe^{3+}) from Karadag, wt %

* Общее железо в пересчете 41.94 мас. % Fe₂O₃ (пределы: 41.50 – 42.08, стандартное отклонение: 0.25 мас. %) разделено между FeO и Fe₂O₃ по данным мессбауэровской спектроскопии.

** Вычислено по стехиометрии.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Предварительный полуколичественный анализ химического состава джулголдита- (Fe^{3^+}) выполнен в лаборатории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана на сканирующем электронном микроскопе CamScan 4D с использованием энергодисперсионного Si(Li)-детектора и микроанализатора INCA Oxford (условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 5 нА на металлическом кобальте, диаметр зонда 5 мкм).

Дальнейшее изучение химического состава минерала проводилось в совместной лаборатории электронной микроскопии и микроанализа Департамента геологических наук Масарикова университета и Чешской геологической службы (г. Брно, Чехия) с помощью волнового электронно-зондового микроанализатора Cameca SX 100 (условия анализа: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 10 нА, диаметр зонда 10 мкм, эталоны перечислены в табл. 1).

Инфракрасные (ИК) спектры обсуждаемых в статье минералов, предварительно растертых в агатовой ступке и запрессованных в таблетки с КВг, сняты на фурье-спектрометре ALPHA FTIR (Bruker Optics, Германия) в диапазоне волновых чисел $360-3800 \text{ см}^{-1}$, при разрешающей способности 4 см⁻¹ и числе сканирований, равном 16. В качестве образца сравнения использовалась аналогичная таблетка из чистого KBr.

Спектр комбинационного рассеяния света (КРС, или рамановский спектр) получен в лаборатории рамановской спектроскопии Масарикова университета в г. Брно. Регистрация КР-спектра проводилась с помощью спектрометра Horiba LabRAM HR Evolution, оснащенного оптическим микроскопом Olympus BX 41, голографической решеткой (600 штрих/мм) и ССD-детектором на основе кремния с Пельтье-охлаждением. Источником монохроматического возбуждающего излучения служил полупроводниковый лазер с рабочей длиной волны излучения 532 нм и выходной мощностью 12.5 мВт. Эффективный диаметр лазерного пучка вблизи поверхности образца составлял около 2.6 мкм. КР-спектр регистрировался в 180-градусной геометрии рассеяния в диапазоне 100–4000 см⁻¹ со спектральным разрешением ~2 см⁻¹.

Мессбауэровский спектр получен на спектрометре MS-1104Em производства НИИ физики Южного Федерального Университета (Ростов-на-Дону) с источником ⁵⁷Со в матрице из родия. Съемка проводилась при комнатной температуре (22 °C). В качестве стандарта использовалось α -Fe. Обработка спектра проводилась с помощью про-

граммы Univem MS. Для измерений использовалась порошковая проба массой 47 мг, запрессованная в таблетку диаметром 18 мм, в которой в качестве связующего вещества выступал парафин.

Рентгеновское исследование проведено на порошковом образце с использованием метода Ритвельда. Рентгенодифракционные данные получены на дифрактометре Rigaku R-AXIS RAPID II на Со $K\alpha$ -излучении ($\lambda = 1.79021$ Å) в геометрии Дебая–Шеррера (d = 127.4 мм). Интегрирование исходных данных с цилиндрического детектора и получение полного профиля рентгенограммы производились с помощью программного пакета osc2tab (Бритвин и др., 2017). В качестве исходной была взята модель структуры джулголдита из работы (Allmann, Donnay, 1973). Уточнение проводилось в программе JANA2006 (Ретіїсек *et al.*, 2006). Для описания формы пиков использовалась функция псевдо-Фойт. При расчете вводились данные для примесного кварца, что позволило учесть несколько дифракционных пиков слабой интенсивности. Соотношение этих двух минералов в порошковом образце таково: 99.5% джулголдита и 0.5% кварца. Атомы водорода в структуре джулголдита-(Fe³⁺) локализованы не были. При уточнении позиций X и Y незначительные примеси Mg, Mn и Al не учитывались.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Условия нахождения и общая характеристика минерала

Карадаг представляет собой горный массив в Восточном Крыму, который находится между поселками Коктебель, Курортное и Щебетовка и состоит из трех дугообразных хребтов, вытянутых с юго-запада на северо-восток — это прибрежная дуга (Карагач—Хоба-Тепе—Кок-Кая), группа Сюрю-Кая (конгломераты, известняки) и группа Балалы-Кая—Легенер (песчаники, конгломераты, известняки). В геологическом строении прибрежной дуги основную роль играют стратифицированные вулканогенные комплексы и субвулканические образования. С разной степенью обоснованности возраст карадагских субвулканических образований принимается среднеюрским, но с возможностью увеличения диапазона хотя бы до кимериджа.

Стратифицированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования выделены в карадагскую свиту. В основании разреза карадагская свита представлена песчаниково-алевролитовым флишем с пачками аргиллитов. Продолжается разрез пластовыми вулканокластическими и осадочно-вулканокластическими породами и туфами эффузивной фазы вулканических извержений. Вулканиты представлены базальтами, трахиандезито-базальтами, лабрадоровыми и альбитовыми базальтами, которые переходят в более кислые альбитизированные андезибазальты, андезидациты и трахидациты. Верхняя часть разреза карадагской свиты также начинается флишоидными осадочными отложениями (аргиллиты) с маркирующим пластом мергелей мощностью до 3 м. Вулканогенно-обломочные породы, продолжающие разрез, образуют покровы, потоки, которые представлены андезитовыми и риолитовыми лавами. В целом следует отметить, что осадочно-вулканогенный разрез карадагской свиты отличается сложным переслаиванием. В пределах одного лавового потока можно встретить переходы от альбитизированных базальтов до андезитов. Часто наблюдается переслаивание кислых (риолитовых) лав, лавобрекчий и основных туфов (Спиридонов и др., 1990а, б).

Образцы с джулголдитом-(Fe³⁺) отобраны на береговом склоне хребта Карагач (рис. 1, а). Одной из характерных особенностей вулканических пород этого хребта является развитие локальных жильных зон разной мощности и протяженности, выполненных тесно срастающимися кварцем, халцедоном, гётитом, гематитом, селадонитом, хлоритами и другими минералами в разных количественных соотношениях. Такие жильные зоны здесь традиционно называют "яшмами"; они хорошо принимают полировку и красивы на срезе, что позволяет использовать их как декоративный камень. В одной из таких "яшмовых жил" и найден описываемый в настоящей статье минерал (рис. 1, δ).

Джулголдит-(Fe³⁺) слагает хорошо оформленные радиально-лучистые сферолиты диаметром до 0.5 см, развивающиеся по трещинам вулканической породы (рис. 2). Цвет минерала черный, блеск полуметаллический, наблюдается отчетливая спайность по {100} и {001}. В некоторых образцах сферолиты тесно срастаются между собой, образуя гроздья и корки площадью до 2 см². Джулголдит-(Fe³⁺) ассоциирует с кварцем, чаще массивным, но иногда образующим бесцветные псевдодипирамидальные кристаллы с очень узкими гранями призмы.

Химический состав

Предварительный полуколичественный анализ показал присутствие в составе минерала больших количеств Ca, Fe, Si, O и незначительных – Mg, Al и Mn. Содержания прочих элементов с атомными номерами выше 8 оказались ниже пределов обнаружения.

Количественный химический состав минерала (среднее из 5 локальных анализов) приведен в табл. 1.

По данным мессбауровской спектроскопии (см. ниже), отношение Fe^{2+} : Fe^{3+} в изученном минерале составляет 9.6 : 90.4. Валовая эмпирическая формула джулголдита-(Fe^{3+}), рассчитанная на 3 атома кремния и 14 атомов кислорода (содержание водорода вычислено из условия баланса зарядов), такова: $H_{3.46}Ca_{2.00}(Fe^{3+}_{2.61}Fe^{2+}_{0.28}Mg_{0.05}Mn_{0.01}Al_{0.01})_{\Sigma 2.96}Si_{3.00}O_{14}$.

Кристаллографические данные и кристаллическая структура

Вычисленные по порошковой рентгенограмме параметры моноклинной элементарной ячейки изученного минерала таковы: a = 8.8885(7), b = 6.0791(4), c = 19.3679(14) Å, $\beta = 97.499(5)^{\circ}$, V = 1037.58(13) Å³; пр. гр. A2/m. Уточнение привело к следующим заключительным значениям факторов расходимости: R_{wp} 1.69%, R_p 1.16%, R_{obs} 2.21%. На рис. 3 представлены экспериментальная и рассчитанная рентгенограммы порошкового образца, содержащего джулголдит-(Fe³⁺) с незначительной примесью кварца. Координаты атомов, параметры их смещений, кратность (Q) позиций и результаты расчета баланса валентных усилий в структуре изученного образца джулголдита-(Fe³⁺) приведены в табл. 2. Некоторые межатомные расстояния даны в табл. 3.

В структуре исследованного минерала (рис. 4), как и у других представителей группы пумпеллиита (Gottardi, 1965), выделяются вытянутые вдоль оси *b* цепочки из реберно-соединенных полиэдров, состоящие только из *X*- или только из *Y*-центрированных октаэдров, причем и те, и другие преимущественно заселены ионами Fe³⁺. *X*катионы окружены атомами O2, O9 и O11, а позиция *Y* координирована атомами O1 и O3–7 (табл. 2, рис. 5). Между собой соседние цепочки соединены через изолированные тетраэдры SiO₄ и диортогруппы Si₂O₆(OH,O), где в одной из кислородных вершин (O10) совместно находятся OH⁻ и O²⁻. В туннелях располагаются катионы Ca, центрирующие семивершинники.

Мессбауэровская спектроскопия

Результаты анализа мессбауэровского спектра джулголдита-(Fe³⁺), представленные на рис. 6 и в табл. 4, показывают существенное преобладание трехвалентного железа над двухвалентным (Fe³⁺ : Fe²⁺ \approx 9 : 1).





Рис. 1. Место находки джулголдита-(Fe³⁺): a – участок хребта Карагач; δ – участок "яшмовой жилы" на хребте Карагач, в которой отобраны образцы с джулголдитом-(Fe³⁺). Май 2019 года. Фото: Е.А. Шибаев. Fig. 1. Locality where julgoldite-(Fe³⁺) was found: a – section of Karagach ridge; δ – "jasper vein" on Karagach ridge where julgoldite-(Fe³⁺) was sampled. May 2019. Photo: E.A. Shibaev.



Рис. 2. Черные радиально-лучистые сферолиты джулголдита-(Fe³⁺) в пустотах вулканической породы. Поле зрения: 2 × 1.5 см. Образец и фото: А.И. Тищенко.

Fig. 2. Black radial spherulites of julgoldite-(Fe³⁺) in cavities of volcanic rock. FOV: 2×1.5 cm. Specimen and photo: A.I. Tishchenko.

В мессбауэровском спектре изученного образца наблюдаются четыре дублета. Три из них (№№ 1–3 в табл. 4) обладают набором параметров, характерным как для джулголдитов, так и для других минералов группы пумпеллиита, где трехвалентное железо размещается в обеих (*X* и *Y*) октаэдрических позициях, а двухвалентное железо – только в *X*-позиции. Иногда для *X*-позиции выделяют два дублета Fe²⁺ с близкими параметрами (Kan et al., 1991; Artioli et al., 2003; Nagashima et al., 2006, 2018).

Четвертый дублет (\mathbb{N} 4 в табл. 4) из-за низкого значения квадрупольного расщепления отнесен нами к двухвалентному железу в *X*-позиции, координированному кислотными силанольными OH-группами, которые снижают энергию квадрупольного взаимодействия, вызванное искажением октаэдра.

Инфракрасная спектроскопия

ИК-спектр джулголдита-(Fe³⁺) из Карадагского массива приведен на рис. 7. Там же для сравнения приведены ИК-спектры шуйскита-(Mg) и шуйскита-(Cr) из Сарановского хромитового месторождения на Урале (Lykova et al., 2018, 2020).

Отнесение полос в ИК-спектре джулголдита-(Fe³⁺), произведенное в соответствии со справочными данными (Chukanov, Chervonnyi, 2016) и данными из работ (Lykova et al., 2018, 2020), следующее. Полосы в диапазоне 2900–3400 см⁻¹ относятся к O–H-ва-



Рис. 3. Экспериментальная (звездочки) и расчетная (сплошная линия) рентгенограммы двухфазного образца, состоящего из джулголдита-(Fe³⁺) и кварца. Вертикальные штрихи показывают местоположение рефлексов расчетной порошкограммы [верхняя часть для кварца (Q), нижняя для джулголдита-(Fe³⁺) (J)], а кривая в нижней части рисунка – разностная кривая интенсивностей экспериментальной и расчетной рентгенограмм.

Fig. 3. Measured (dotted line) and calculated (continuous line) powder X-ray diagrams of multiphase pattern containing julgoldite-(Fe^{3+}) and quartz. Vertical strokes show positions of reflections of the calculated diagrams [the upper line for quartz (Q), the lower for julgoldite-(Fe^{3+}) (J)], curve in lower part of the figure is a difference between the intensities of measured and calculated diagrams.

лентным колебаниям анионов OH⁻ и молекул H₂O. Полоса при 2057 см⁻¹ обусловлена валентными колебаниями кислотных силанольных групп Si–OH. Слабая полоса при 1660 см⁻¹ (деформационные колебания угла H–O–H) указывает на присутствие в минерале молекул воды, в отличие от высокохромистых минералов группы пумпеллиита из Сарановского месторождения. Полосы в диапазонах 890–1040 и 530–630 см⁻¹ относятся к Si–O-валентным колебаниям и колебаниям угла O–Si–O соответственно. Деформационные колебания Fe²⁺…O–H и Fe³⁺…O–H проявляются в виде полос поглощения при 679 и 823 см⁻¹. Полосы при 504, 439 и 381 см⁻¹ относятся к Fe³⁺–O-валентным, Si–O–Si-деформационным и Fe²⁺–O-валентным колебаниям соответственно. Слабая полоса при 1915 см⁻¹ соответствует комбинационной моде.

Вследствие формирования прочных водородных связей, образуемых ОН-группами, координированными катионами Fe^{3+} , полосы О–Н-валентных колебаний в ИКспектре джулголдита-(Fe^{3+}) смещены в низкочастотную область по сравнению с аналогичными полосами в спектрах других членов группы пумпеллиита. Характерной особенностью ^{*X*}*M*³⁺-доминантных минералов группы пумпеллиита [в том числе нашего джулголдита-(Fe^{3+}) и шуйскита-(Cr): Lykova et al., 2020] является присутствие трех

Таблица 2. Координаты атомов, параметры их смещений (U_{iso} , Å²), кратность (Q) позиций и расчет баланса валентных усилий (BVS) по параметрам из Gagné and Hawthorne (2015) в структуре джулголдита-(Fe³⁺) из Карадага **Table 2.** Coordinates of atoms, their displacement parameters (U_{iso} , in Å²), site multiplicities (Q) and bond valence calculations (BVS) with parameters taken from Gagné and Hawthorne (2015) in the structure of julgoldite-(Fe³⁺) from Karadag

Позиция	x	у	Z.	U _{iso}	Q	BVS
Cal	0.2578(12)	0.5	0.3395(5)	0.032(4)	4	1.99
Ca2	0.1862(12)	0.5	0.1552(6)	0.039(4)	4	1.92
FeX	0.5	0.25	0.25	0.028(3)	4	2.50
FeY	0.2522(8)	0.2522(19)	0.4946(4)	0.024(2)	8	3.01
Si1	0.0513(19)	0.0	0.0936(8)	0.030(5)	4	3.91
Si2	0.1651(13)	0.0	0.2485(7)	0.022(4)	4	3.93
Si3	0.466(2)	0.0	0.4027(8)	0.035(5)	4	3.68
O1	0.1388(19)	0.222(3)	0.0780(9)	0.022(7)	8	1.95
O2	0.2621(18)	0.222(2)	0.2467(10)	0.014(4)	8	1.93
O3	0.3691(17)	0.220(3)	0.4150(9)	0.028(8)	8	1.85
O4	0.128(2)	0.5	0.4418(18)	0.054(14)	4	2.11
O5	0.120(3)	0.0	0.4602(18)	0.029(12)	4	1.08
O6	0.367(2)	0.5	0.0408(14)	0.01(1)	4	1.95
O7	0.390(3)	0.0	0.0382(16)	0.013(10)	4	0.90
O8	0.034(2)	0.0	0.1785(7)	0.024(10)	4	1.98
O9	0.476(3)	0.5	0.1748(11)	0.025(10)	4	1.92
O10	0.072(3)	0.0	0.3171(10)	0.007(9)	4	1.23
011	0.490(3)	0.0	0.1805(12)	0.012(9)	4	1.32

Таблица 3. Некоторые межатомные расстояния (Å) в структуре джулголдита- (Fe^{3+}) **Table 3.** Selected interatomic distances (Å) in the structure of julgoldite- (Fe^{3+})

Cal-O2	$2.466(18) \times 2$	Fe <i>Y</i> 01	2.02(2)
Cal-03	$2.3/3(18) \times 2$	FeY-O3	1.98(2)
Cal-04	2.42(4)	FeY-O4	2.06(2)
Cal-O8	2.57(2)	Fey-OS	1.99(2)
Cal-Oll	2.33(3)	FeY-O6	1.989(15)
$\langle Cal-O \rangle$	2.43	FeY-O7	2.05(2)
		$\langle \text{Fe} Y - \text{O} \rangle$	2.01
Ca2–O1	2.259(19) × 2		
Ca2–O2	$2.482(18) \times 2$	Si1–O1	$1.61(2) \times 2$
Ca2-O6	2.90(2)	Si1–O4	1.65(3)
Ca2-09	2.56(3)	Si1-08	1.67(2)
Ca2-O10	2.42(3)	$\langle Si1-O \rangle$	1.64
$\langle C_{n2}, O \rangle$	2.48	(/	
$\langle Ca2=0\rangle$	2.48		
		Si2–O2	$1.604(15) \times 2$
FeX–O2	$2.116(18) \times 2$	Si2-O8	1.668(18)
FeX–O9	$2.094(13) \times 2$	Si2-O10	1.65(3)
FeX-O11	$2.018(13) \times 2$	$\langle Si2-O \rangle$	1.63
⟨FeX−O⟩	2.08		
		Si3-03	$1.63(2) \times 2$
		Si3-06	1.72(2)
		Si3-09	1 65(3)
		$\langle Si3-0 \rangle$	166
			1.00



Рис. 4. Кристаллическая структура джулголдита-(Fe³⁺) в проекции на плоскость *ac*. Показана элементарная ячейка.

Fig. 4. The crystal structure of julgoldite- (Fe^{3+}) in the *ac* projection. The unit cell is outlined.



Рис. 5. Окружение позиций FeX и FeY в структуре джулголдита-(Fe³⁺). **Fig. 5.** Coordination of FeX and FeY sites in the structure of julgoldite-(Fe³⁺).

максимумов поглощения в ИК-диапазоне 880–980 см⁻¹, в отличие от ${}^{X}M^{2+}$ -доминантных членов этой группы [джулголдита-(Fe²⁺), пумпеллиита-(Mn²⁺) (Chukanov, 2014), пумпеллиита-(Mg) (Lykova et al., 2018), шуйскита-(Mg) (Lykova et al., 2018, 2020)], для которых в указанном диапазоне наблюдается два максимума. Перечисленные особенности ИК-спектра джулголдита-(Fe³⁺) позволяют с достаточной степенью надежности отличать этот минерал от других членов группы пумпеллиита.



Рис. 6. Мессбауэровский спектр джулголдита-(Fe³⁺). **Fig. 6.** Mössbauer spectrum of julgoldite-(Fe³⁺).

КР-спектроскопия

КР-спектр джулголдита-(Fe³⁺) из Карадагского массива приведен на рис. 8. Литературные данные по КР-спектрам минералов группы пумпеллиита ограничены членами ряда пумпеллиит-(Mg)—пумпеллиит-(Al) (Krenn et al., 2004; Chukanov, Vigasina, 2020). При этом опубликованные спектры не сопровождаются их интерпретацией, так что отнесение полос в КР-спектре изученного в настоящей работе джулголдита-(Fe³⁺) произведено по аналогии с другими Fe³⁺-содержащими орто- и диортосиликатами (Sharma et al., 1988; Mingsheng et al.,1994; Makreski et al., 2007; Chukanov, Vigasina, 2020; Kasatkin et al., 2020).

Наиболее интенсивные полосы в области О–Н-валентных колебаний (при 3328 и 3394 см^{-1}), а также, возможно, полоса при 2954 см⁻¹ относятся к валентным колеба-

	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,								
№ п.п.	Компонент	IS, мм/с	QS, мм/с	FWHM, мм/с	<i>S</i> , %				
1	$^{[VI]}Fe^{3+}(X)$	0.385(1)	1.747(2)	0.270(3)	20.2				
2	$^{[VI]}Fe^{3+}(Y)$	0.361(1)	1.081(1)	0.327(1)	70.2				
3	$^{[VI]}Fe^{2+}(X)$	1.154(5)	3.045(10)	0.374(15)	4.5				
4	$^{[VI]}Fe^{2+}(X)$	1.111(6)	0.406(11)	0.298(12)	5.1				

Таблица 4. Параметры компонент мессбауэровского спектра джулголдита- (Fe^{3+}) **Table 4.** Mössbauer data for julgoldite- (Fe^{3+})

IS – изомерный сдвиг, QS – квадрупольное расщепление, FWHM – ширина на половине высоты, *S* – относительная площадь дублета, соответствующая доле компонента. Цифрами в скобках указан доверительный интервал 2σ.


Рис. 7. ИК-спектры джулголдита-(Fe³⁺) [(*1*) – настоящая работа], шуйскита-(Cr) [(*2*) – Lykova et al., 2018] и шуйскита-(Mg) [(*3*) – Lykova et al., 2020].

Fig. 7. IR spectra of julgoldite-(Fe³⁺) [(1) - present work], shuiskite-(Cr) [(2) - Lykova et al., 2018] and shuiskite-(Mg) [(3) - Lykova et al., 2020].

ниям анионов OH⁻, координированных Fe³⁺. Слабая полоса при 3231 см⁻¹ предположительно относится к молекулам H₂O, которые, согласно данным ИК-спектроскопии, присутствуют в минерале как малая примесь. Полосы в диапазоне 2000–3200 см⁻¹ соответствуют O–H-валентным колебаниям кислотных групп и отнесены к силанольным группам Si–OH. Слабый пик при 1556 см⁻¹ может соответствовать как Si–O–H-деформационным колебаниям, так и деформационным колебаниям молекул H₂O.

Отнесение полос в области колебаний силикатных групп следующее. Диапазон 975–1025 см⁻¹ – валентные колебания фрагмента Si–O–Si. Диапазон 840–960 см⁻¹ – валентные колебания апикальных (не мостиковых) связей Si–O. Полосы в интервалах 570–590 и 330–370 см⁻¹ относятся к деформационным колебаниям углов O–Si–O и Si–O–Si соответственно. Полосы Fe³⁺–O-валентных колебаний проявляются в диапазоне 400–550 см⁻¹, причем в рассеяние в низкочастотной области этого диапазона могут вносить вклад также Fe²⁺–O-валентные колебания. Полосы при 633 и 687 см⁻¹ предположительно относятся к Fe³⁺…O–H-деформационным модам. В области ниже 310 см⁻¹ проявляются решеточные колебания орто- и диортосиликатных анионов как целого. Слабые полосы при 743, 797, 820, 1244 и 1461 см⁻¹ отнесены к обертонам и комбинационным модам.

Интенсивные полосы при 429, 508 и 696 см⁻¹ в минерале ряда пумпеллиит-(Mg)пумпеллиит-(Al) из метапелитов комплекса Шнееберг (Schneeberg) в Восточных Альпах (Krenn et al., 2004) относятся к Mg–O-валентным, Al–O-валентным и



Рис. 8. КР-спектр джулголдита-(Fe³⁺). **Fig. 8.** Raman spectrum of julgoldite-(Fe³⁺).

(Mg,Al)…O–H-деформационным колебаниям. Эти полосы отсутствуют в КР-спектре джулголдита-(Fe³⁺).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По данным мессбауэровской спектроскопии, в изученном минерале около 70% Fe³⁺ находится в одной позиции, а Fe²⁺ заселяет две позиции в количествах 0.13 и 0.15 атомов на формулу. Слабая полоса при 1660 см⁻¹ в ИК-спектре минерала (рис. 7) показывает присутствие в нем небольшого количества молекулярной H₂O. Эта полоса не совпадает с полосой воды, адсорбированной KBr, и относится к молекулам H₂O, присутствующим в изученном образце и образующим прочные водородные связи. Присутствие молекул H₂O согласуется с высоким содержанием водорода в сбалансированной по зарядам эмпирической формуле (3.46 ат. H). Наиболее вероятно вхождение примес-

ной молекулярной воды в позицию O7, на которой баланс валентных усилий составляет 0.9 единиц (табл. 2). Расстояние между позициями O7 и FeY равно 2.05(2) Å. Это расстояние может соответствовать локальной ситуации Fe³⁺–OH, которая является доминирующей в этой микрообласти. Однако близкие расстояния могут реализовываться и для локальной ситуации Fe–H₂O. Например, в минералах группы бераунита расстояние M2-W2 составляет 2.059–2.085 Å (Chukanov et al., 2017а, b). Отметим, что слабая полоса при 1556 см⁻¹, относящаяся к деформационным колебаниям молекул H₂O, наблюдается и в KP-спектре карадагского джулголдита-(Fe³⁺) (рис. 8).

С учетом этих данных и баланса валентных усилий на атомах кислорода (табл. 2) кристаллохимическая формула минерала может быть записана в виде $Ca_{2.00}^{X}$ ($Fe_{0.77}^{3+}Fe_{0.13}^{2+}Mg_{0.05}Mn_{0.01}$)_{$\Sigma 0.96}^{Y}$} ($Fe_{1.84}^{3+}Fe_{0.15}^{2+}Al_{0.01}$)_{$\Sigma 2.00$} [$Si_2O_6^{O10}$ (OH,O)][SiO₄] ^{O11}(OH,O)^{O7}(OH,H₂O)^{O5}(OH). К сожалению, распределить количественно O, OH и H₂O между позициями по имеющимся данным не представляется возможным. Несколько завышенная интенсивность дублета в мессбауэровском спектре, соответствующего Fe³⁺ в позиции Fe *Y*, по сравнению с приведенной формулой может быть связана с неоднородностью изученных образцов минерала по степени окисления железа. Надо, однако, отметить, что мы не можем полностью исключить возможность того, что молекулярная вода, зафиксированная в ИК-спектре изученного образца, может принадлежать субмикроскопическим вросткам другого минерала или же некой примесной рентгеноаморфной фазе, присутствие которых не может быть выявлено с помощью порошковой рентгенографии.

Согласно данным мессбауэровской спектроскопии, ожидаемое количество ионов Fe³⁺ в позиции Fe*Y* составляет 2.04 на формулу, что несколько выше теоретически возможного содержания, равного 2 атома на формулу. Если исходить из этих данных, то кристаллохимическая формула приобретет вид $Ca_{2.00}^{X}$ (Fe³⁺_{0.28}Mg_{0.05}Mn_{0.01})_{$\Sigma 0.96$} (Fe³⁺_{1.99}Al_{0.01})_{$\Sigma 2.00$}[Si₂O⁰¹⁰₆(OH,O)][SiO₄]^{O11}(OH,O) O⁷(OH, H₂O)^{O5}(OH). В таком случае дублеты 3 и 4 в мессбауэровском спектре (табл. 4) следует отнести к ионам Fe²⁺ в позиции Fe*X*, находящимся в разном локальном окружении вследствие частичного замещения OH-групп атомами кислорода в позиции O11.

На основании имеющихся данных невозможно сделать однозначный вывод относительно того, какая из приведенных выше схем распределения катионов по позициям кристаллической структуры является правильной, однако доминирование Fe^{3+} в обеих октаэдрически координированных позициях является надежно установленным фактом. Упрощенная кристаллохимическая формула карадагского джулголдита-(Fe³⁺) такова: Ca₂^X (Fe³⁺,Fe²⁺)^YFe³⁺₂[Si₂O₆(OH,O)][SiO₄](OH,O)(OH,H₂O)(OH) или, в еще более упрощенном виде: Ca₂(Fe³⁺,Fe²⁺)Fe³⁺₂[Si₂O₆(OH,O)][SiO₄](OH,O,H₂O)₃. В целом, учитывая небольшие (на уровне примесей) содержания Fe²⁺ и H₂O, можно считать, что состав нашего минерала удовлетворительно отвечает приведенной выше идеализированной формуле конечного члена джулголдита-(Fe³⁺) – Ca₂Fe³⁺Fe³⁺₂[Si₂O₆OH][SiO₄](OH)₂O.

Главной особенностью химического состава изученного минерала из Карадага, безусловно, являются необычно низкие для членов ряда джулголдит-(Fe³⁺)–джулголдит-(Fe²⁺) содержания примесей, которые не превышают 0.4, 0.14 и 0.11 мас. % для MgO, MnO и Al₂O₃ соответственно. Уникально практически полное отсутствие Al, т.е. собственно, пумпеллиитового минала в карадагском минерале. Общеизвестно, что пумпеллииты гораздо более распространены в природе, чем джулголдиты, а в составе последних (по крайней мере, в известных нам опубликованных анализах) неизменно присутствует в заметном количестве глиноземистый компонент (Moore, 1971; Passaglia, Gottardi, 1973; Artioli et al., 2003; Nagashima et al., 2018; Kacatкин, 2019).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые обнаружен в природе – в вулканическом комплексе Карадаг в Крыму – и детально изучен, включая определение кристаллической структуры и получение комплекса спектроскопических данных (ИК-, КР- и мессбауэровская спектроскопия) джулголдит-(Fe³⁺), практически не содержащий пумпеллиитового минерала. Он очень беден примесями Al, Mg и Mn, которые вместе или порознь характерны для членов серии джулголдита из всех других известных в мире проявлений этих минералов. Валовая эмпирическая формула карадагского джулголдита-(Fe³⁺), рассчитанная на 3 атома Si и 14 атомов O (солержание водорода вычислено по балансу зарядов с опорой на установленную методом мессбауэровской спектроскопии величину отношения Fe^{3+} : Fe²⁺), такова: H_{3,46}Ca_{2,00}(Fe³⁺_{2,61}Fe²⁺_{0,28}Mg_{0,05}Mn_{0,01}Al_{0,01})_{22,96}Si_{3,00}O₁₄. Совокупность результатов рентгеноструктурного анализа, мессбауэровской и ИК-спектроскопии позволяет записать кристаллохимическую формулу этого минерала с такими возможными вариациями в распределении Fe³⁺ и Fe²⁺ между позициями X и Y: $Ca_{2.00}^{X}$ (Fe $_{0.77-0.62}^{3+}$ Fe $_{0.13-0.28}^{2+}$ Mg $_{0.05}$ Mn $_{0.01}$) $_{\Sigma 0.96}^{Y}$ (Fe $_{1.84-1.99}^{3+}$ Fe $_{0.15-0.00}^{2+}$ Al $_{0.01}$) $_{\Sigma 2.00}$ [Si $_{2}O_{6}^{O10}$ (OH,O)] [SiO₄]^{O11}(OH,O)^{O7}(OH,H₂O)^{O5}(OH). Упрощенная формула карадагского джулголдита-(Fe³⁺) имеет вид: Ca₂(Fe³⁺,Fe²⁺)Fe³⁺₂[Si₂O₆(OH,O)][SiO₄](OH,O,H₂O)₃. В отличие от ряда других минералов группы пумпеллиита, где весь водород принадлежит ОН-группам, изученный нами джулголдит-(Fe³⁺) содержит, пусть и в весьма небольшом количестве, молекулярную воду.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бритвин С.Н., Доливо-Добровольский Д.В., Кржижановская М.Г. Программный пакет для обработки рентгеновских порошковых данных, полученных с цилиндрического детектора дифрактометра Rigaku RAXIS Rapid II // Записки РМО. 2017. Ч. 146. Вып. 3. С. 104–107.

Касаткин А.В. Новые находки редких минералов на территории постсоветских государств // Минералогический альманах. **2019**. Т. 24. Вып. 2. С. 4–47.

Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **1990а**. Т. 65. № 4. С. 119–134.

Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. **19906**. Т. 65. № 6. С. 102–112.

Тищенко А.И., Касаткин А.В. Минералы и минеральные комплексы Крыма. Симферополь: Бизнес-Информ, **2020**. 468 с.

Unusually Iron-Rich Julgoldite-(Fe³⁺) from the Karadag Volcanic Massif (Crimea Peninsula)

A. V. Kasatkin^a, *, N. V. Zubkova^b, N. V. Chukanov^c, D. A. Ksenofontov^b, R. Škoda^d,
 A. I. Tishchenko^e, M. V. Voronin^f, S. N. Britvin^g, and I. V. Pekov^b

^aFersman Mineralogical Museum of RAS, Moscow, Russia

^bFaculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

^cInstitute of Problems of Chemical Physics RAS, Chernogolovka, Moscow Oblast, Russia

^dDepartment of Geological Sciences, Faculty of Science, Masaryk University, Brno, Czech Republic

^eVernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia

[†]Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka, Russia

^gDepartment of Crystallography, St Petersburg State University,

St Petersburg, Russia

*e-mail: anatoly.kasatkin@gmail.com

111

Julgoldite-(Fe³⁺), a rare mineral of the pumpellyite group, has been found at the Karadag volcanic massif (Crimea peninsula) as black radial aggregates up to 0.5 cm in diameter with. It occurs in cracks of a volcanic rock and is associated with quartz. Its chemical composition [wt. %, electron microprobe analysis (EMPA), Fe³⁺ : Fe²⁺ ratio calculated from Mössbauer data] is: CaO 20.40, MgO 0.35, MnO 0.10, FeO 3.62, Al₂O₃ 0.10, Fe₂O₃ 37.91, SiO₂ 32.86, H₂O (calc.) 5.68, total 101.02. Parameters of monoclinic unit cell refined from powder X-ray diffraction (XRD) data are: a = 8.8885(7), b = 6.0791(4), c = 19.3679(14) Å, $\beta = 97.499(5)^{\circ}$, V = 1037.58(13) Å³; space group *A*2/*m*. The combination of the results of EMPA and XRD together with Mössbauer, IR and Raman spectroscopic data makes it possible to write the crystal chemical formula of Karadag julgoldite-(Fe³⁺) with such possible variations in the distribution of Fe³⁺ and Fe²⁺ between the *X* and *Y* structural sites: Ca_{2.00}^X (Fe³⁺_{0.77-0.62}Fe²⁺_{0.13-0.28}Mg_{0.05}Mn_{0.01})_{\S0.95} ^Y(Fe³⁺_{1.84-1.99}Fe²⁺_{0.15-0.00}Al_{0.01})_{\S2.00}[Si₂O^{O10}₆(OH,O)][SiO₄]^{O11}(OH,O)^{O7}(OH,H₂O)^{O5}(OH). The Karadag mineral is unusually rich in iron and almost does not contain a pumpellyite component. In addition, unlike many other minerals of the pumpellyite group, where all the hydrogen belongs to OH groups, julgoldite-(Fe³⁺) from Karadag contains molecular water, albeit in a small amount.

Keywords: julgoldite-(Fe³⁺), pumpellyite group, crystal structure, Mössbauer spectrum, IR spectrum, Raman spectrum, Karadag volcanic massif, Crimea peninsula

REFERENCES

Allmann R., Donnay G. The crystal structure of julgoldite. Miner. Mag. 1973. Vol. 39. P. 271–281.
 Artioli G., Geiger C.A., Dapiaggi M. The crystal chemistry of julgoldite-Fe³⁺ from Bombay, India, studied using synchrotron X-ray powder diffraction and ⁵⁷Fe Mössbauer spectroscopy. Amer. Miner. 2003. Vol. 88. P. 1084–1090.

Britvin S.N., Dolivo-Dobrovolsky D.V., Krzhizhanovskaya M.G. Software for processing the X-ray powder diffraction data obtained from the curved image plate detector of Rigaku RAXIS Rapid II diffractometer. Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.). 2017. Vol. 146. N 3. P. 104–107 (in Russian).

Chukanov N.V. Infrared Spectra of Mineral Species: Extended Library. Dordrecht: Springer-Verlag, 2014. 1716 p.

Chukanov N.V., Vigasina M.F. Vibrational (Infrared and Raman) Spectra of Minerals and Related Compounds. Dordrecht: Springer-Verlag, **2020**. 1376 p.

Chukanov N.V., Chervonnyi A.D. Infrared Spectroscopy of Minerals and Related Compounds. Cham: Springer-Verlag, **2016**. 1109 p.

Chukanov N.V., Aksenov S.M., Rastsvetaeva R.K., Schäfer C., Pekov I.V., Belakovskiy D.I.,

Scholz R., de Oliveira L.C.A., Britvin S.N. Eleonorite, $Fe_6^{3+}(PO_4)_4O(OH)_4\cdot 6H_2O$: Validation as a mineral species and new data. *Miner. Mag.* **2017a**. Vol. 81. N 1. P. 61–76.

Chukanov N.V., Pekov I.V., Grey I.E., Price J.R., Britvin S.N., Krzhizhanovskaya M.G.,

Kampf A.R., Dünkel B., Keck E., Belakovskiy D.I., MacRae C.M. Zincoberaunite, $ZnFe_5^{3+}$ (PO₄)₄(OH)₅·6H₂O, a new mineral from the Hagendorf South pegmatite, Germany. *Miner. Pet-rol.* **2017b.** Vol. 11. N 3. P. 351–361.

Gagné O.C., Hawthorne F.C. Comprehensive derivation of bond-valence parameters for ion pairs involving oxygen. Acta Cryst. 2015. Vol. B71. P. 562–578.

Gottardi G. Die Kristallstruktur von Pumpellyit. Tschermaks miner. petrogr. Mitt. 1965. Vol. 10. P. 115–119.

Kan X.-M., Zhang E.-L., Li Y.-R., Ghose S. Mössbauer study of electron delocalization of Fe²⁺ in julgoldite, a mixed-valence iron silicate. *Chinese Sci. Bull.* **1991**. Vol. 36. N 20. P. 1729–1733.

Kasatkin A.V. New Findings of Rare Minerals from Former Soviet Union Countries. *Mineralogical Almanac.* **2019.** Vol. 24(2). P. 4–47 (*in Russian*).

Kasatkin A.V., Zubkova N.V., Pekov I.V., Chukanov N.V., Škoda R., Polekhovsky Y.S., Agakhanov A.A., Belakovskiy D.I., Kuznetsov A.M., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Y. New REE minerals from the Mochalin Log deposit, South Urals, Russia. I. Ferriperböeite-(La), (CaLa₃)(Fe³⁺Al₂Fe²⁺)[Si₂O₇] [SiO₄]₃O(OH)₂, and perböeite-(La), (CaLa₃)(Al₃Fe²⁺)[Si₂O₇][SiO₄]₃O(OH)₂. Miner. Mag. **2020**. Vol. 84. P. 593–607. Krenn K., Kaindl R., Hoinkes G. Pumpellyite in metapelites of the Schneeberg Complex (Eastern Alps, Austria). Eur. J. Miner. 2004. Vol. 16. P. 661–669.

Lykova I.S., Varlamov D.A., Chukanov N.V., Pekov I.V., Zubkova N.V. Crystal chemistry of shuiskite and chromian pumpellyite-(Mg). *Eur. J. Miner.* **2018**. Vol. 30. P. 1133–1139.

Lykova I., Varlamov D.A., Chukanov N.V., Pekov I.V., Belakovskiy D.I., Ivanov O.K., Zubkova N.V., Britvin S.N. Chromium members of the pumpellyite group: shuiskite-(Cr), Ca₂CrCr₂[SiO₄][Si₂O₆(OH)](OH)₂O, a new mineral, and shuiskite-(Mg), a new species name for shuiskite. *Minerals.* **2020**. Vol. 10. Paper 390.

Makreski P., Jovanovski G., Kaitner B., Gajović A., Biljan T. Minerals from Macedonia: XVIII. Vibrational spectra of some sorosilicates. Vibr. Spectrosc. 2007. Vol. 44. P. 162–170.

Mingsheng P., Mao H.K., Dien L., Chao E.C.T. Raman spectroscopy of garnet-group minerals. Chin. J. Geochem. 1994. Vol. 13. P. 176–183.

Moore P.B. Julgoldite, the $Fe^{+2} - Fe^{+3}$ dominant pumpellyite. A new mineral from Långban, Sweden. *Lithos.* **1971**. Vol. 4. P. 93–99.

Nagashima M., Ishida T., Akasaka M. Distribution of Fe among octahedral sites and its effect on the crystal structure of pumpellyite. *Phys. Chem. Miner.* **2006**. Vol. 33. No. 3. P. 178–191.

Nagashima M., Cametti G., Armbruster T. Crystal chemistry of julgoldite, a mineral series of the pumpellyite group: re-investigation of Fe distribution and hydrogen-bonding. *Eur. J. Miner.* **2018**. Vol. 30. P. 721–731.

Passaglia E., Gottardi G. Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. *Canad. Miner.* **1973**. Vol. 12. P. 219–223.

Petříček V., Dušek M., Palatinus L. Jana2006. Structure determination software programs – Institute of Physics. Praha, Czech Republic, **2006**.

Sharma S.K., Yoder H.S., Matson D.W. Raman study of some melilites in crystalline and glassy states. Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52. P. 1961–1967.

Spiridonov E.M., Fedorov T.O., Ryakhovskiy V.M. Magmatic formations of Mountain Crimea. Paper 1. Bull. Moscow Soc. Naturalists, Dep. Geol. **1990a**. Vol. 65. N 4. P. 119–134 (*in Russian*).

Spiridonov E.M., Fedorov T.O., Ryakhovskiy V.M. Magmatic formations of Mountain Crimea. Paper 2. Bull. Moscow Soc. Naturalists, Dep. Geol. **1990b**. Vol. 65. N 6. P. 102–112 (in Russian).

Tishchenko A.I., Kasatkin A.V. Minerals and Mineral Complexes of Crimea. Simferopol': Business-Inform. 2020. 468 p. (in Russian).

ПРИКЛАДНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЕНЬКИНА-ЛАМПИ (КАРЕЛИЯ)

© 2021 г. д. чл. Е. Н. Светова^{1, *}, д. чл. С. Н. Шанина², В. Б. Пикулев³, О. В. Букчина¹

¹Институт геологии Карельского НЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия ²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия ³Петрозаводский государственный университет, ул. Ленина, 33, Петрозаводск, 185910 Россия *e-mail: enkotova@rambler.ru

> Поступила в редакцию 24.03.2021 г. После доработки 28.05.2021 г. Принята к публикации 30.09.2021 г.

В статье представлены результаты минералого-технологических исследований жильного кварца месторождения Фенькина-Лампи в Карелии, рассматриваемого в качестве перспективного источника высокочистого кварцевого сырья. Рассмотрены основные минералогические особенности кварца, позволяющие спрогнозировать качество кварцевого сырья и способствующие выбору оптимальных режимов обогащения. Показано, что кварц характеризуется высокой водонасыщенностью, осложняющей процесс обогащения традиционными методами. По данным ИК-спектроскопии основное количество воды в кварце присутствует в молекулярной форме в виде газово-жидких включений. Методом газовой хроматографии в составе газовой фазы, выделяющейся при нагревании кварца установлены H₂O, CO₂, CO, N₂ и углеводородные газы. Газоотделение происходит как в низкотемпературной (100-600 °C), так и в высокотемпературной (600-1000 °C) областях, что в целом негативно характеризует качество кварца как сырья для наплава стекла и требует нетрадиционного подхода к обогащению. Предложена схема обогащения, включающая электромагнитную сепарацию, обработку СВЧ электромагнитным полем и ультразвуком, классификацию по узким классам крупности и кислотное выщелачивание в растворах HCl и НF. Оценено влияние отдельных операций обогащения на качество получаемых концентратов. Показано, что применение направленных воздействий, учитывающих технологические особенности кварца позволяет значительно улучшить качество получаемых кварцевых продуктов и снизить общее содержание элементов-примесей с 529 ppm до 43 ppm в концентратах крупностью -0.315 + 0.2 и -0.2 + 0.1 мм.

Ключевые слова: жильный кварц, технологическая минералогия, обогащение, элементы-примеси, ИК-спектроскопия, газовая хроматография, электронная микроскопия, ICP-AES, месторождение Фенькина-Лампи **DOI:** 10.31857/S0869605521060083

Месторождение Фенькина-Лампи, расположенное в Медвежьегорском районе Карелии, было разведано в 1960-е годы Остреченской партией Карельской комплексной геолого-разведочной экспедиции (Николаевский, Зиновьева, 1963). В результате опробования кварцевых жил была показана пригодность исходного кварца для производства карбида кремния, кристаллического кремния марки КР-3 и динаса. Запасы кварца на месторождении оценены в 172.6 тыс. т. Дальнейшие комплексные исследования, проводимые с 1995 г. сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН (ИГ КарНЦ РАН), позволили отнести жильный кварц месторождения Фенькина-Лампи к потенциально перспективным нетрадиционным источникам высокочистого кварцевого сырья в Карелии (Данилевская и др., 2004; Голованов и др., 2006). Установлено, что после предварительного обогащения с применением магнитной сепарации кварц данного месторождения соответствует концентрату промежуточной чистоты для наплава кварцевых стекол марки КПО-5 согласно ТУ 5726-002-11496665-97 (Данилевская, Гаранжа, 2003). Процесс глубокого обогащения традиционными методами осложняют присутствующие в кварце газово-жидкие включения, негативно влияющие на качество кварцевых концентратов. Эти включения вносят вклад в микропримесный состав кварца и снижают степень прозрачности получаемых на его основе кварцевых стекол (Крейсберг и др., 2007). Экспериментальные исследования показывают, что применение различных режимов и комбинаций флотации, СВЧ-обработки, термоудара и кислотного выщелачивания в процессах глубокого обогащения, ориентированных, в том числе, и на удаление газово-жидких включений, позволяет значительно улучшить качество кварцевых продуктов (Данилевская и др., 2004; Данилевская, Скамницкая, 2009; Скамницкая и др., 2019; Светова и др., 2019).

В настоящей работе приводятся новые данные, касающиеся изучения водонасыщенности кварца месторождения Фенькина-Лампи методами ИК-спектроскопии и газовой хроматографии, а также рассматривается влияние отдельных операций обогащения на качество получаемых кварцевых концентратов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СТРУКТУРНО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА

Месторождение Фенькина-Лампи приурочено к южному крылу Кумсинской синклинальной структуры, прослеживаемой вдоль р. Кумса в субширотном направлении и объединяемой с Онежской мульдой вблизи г. Медвежьегорска (Николаевский, Зиновьева, 1963). Кумсинская синклиналь сложена палеопротерозойскими (ятулийскими 2.30-2.08 млрд лет) эффузивно-пирокластическими, вулканогенно-осадочными и терригенно-осадочными породами (Соколов и др., 1970; Светов, 1979; Онежская..., 2011). Месторождение локализовано преимущественно в области распространения кварцито-песчаников и карбонатизированных песчано-глинистых сланцев и представлено двумя разобщенными кварцевыми телами (жилами) (рис. 1). Северная жила имеет длину 245 м, мощность до 70 м; Южная – 120 м, мощность до 20 м (Данилевская, Гаранжа, 2003). Жилы разбиты сетью трещин в направлении, субпаралельном простиранию (C3 330°), в меньшей степени развита трещиноватость северо-восточного направления (CB 45°). С трещинами связано развитие мелких прожилков вторичного кварца и полостей, содержащих мелкие (от 0.3 до 3-5 см) полупрозрачные кварцевые кристаллы, кристаллы и ксеноморфные выделения кальцита, мелкочешуйчатые агрегаты талька в срастании с хлоритом. Формирование жил предположительно связано с тектономагматической активизацией территории во время свекофеннской орогении (2.0-1.8 млрд лет), проявленной в заложении трещин растяжения, которые впоследствии заполнялись гидротермальными растворами (Онежская..., 2011). По структурно-морфологическим особенностям строения кварцевые тела относятся к группе трубообразных залежей и карманов (Голованов и др., 2006). По мнению Л.А. Данилевской и А.В. Гаранжи (2003), изучавших температурные условия формирования, минеральные парагенезисы, характер диафтореза, данное месторождение является типичным примером кварцевых образований зеленосланцевой кварцево-жильной формации гидротермально-метаморфического типа с интенсивно развитыми процессами катаклаза и кристаллизационных изменений, выделенной Е.П. Мельниковым (1988).

В пределах кварцевых жил выделяются четыре структурно-технологических типа кварца, образующие отдельные зоны и участки: І — молочно-белый крупно-гигантозернистый, ІІ — серовато-белый средне-крупнозернистый, ІІІ — светло-серый средне-



Рис. 1. Схема геологического строения месторождения жильного кварца Фенькина-Лампи (на основе: Николаевский, Зиновьева, 1962; Данилевская, Гаранжа, 2003).

Fig. 1. Geological scheme of the Fenkina-Lampi vein quartz deposit (based on Nikolaevsky G.M., Zinovieva Z.A., 1962; Danilevskaya, Garanzha, 2003).

крупнозернистый, IV – серый средне-крупнозернистый, кавернозный (Данилевская, Гаранжа, 2003). Выделение и оконтуривание данных участков предполагало возможность их селективной отработки для получения кварцевых продуктов различного назначения. Однако результаты будущих исследований, в том числе изложенные в данной работе, показали, что существенной разницы в текстурно-структурных особенностях, содержании минеральных и газово-жидких включений между выделенными типами кварца (за исключением IV типа, более минерализованного) не прослеживается. Основной практический интерес представляет более чистый в отношении минеральных примесей кварц I–III типов. По данным микроэлементного ICP-AES анализа общее содержание элементов-примесей в предварительно обогащенной кварцевой крупке (магнитной сепарацией) в среднем составляет 209 ррт при вариациях по 23 пробам от 117 до 450 ррт (Данилевская и др., 2004).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для исследования послужила кварцевая коллекция из фонда отдела минерального сырья ИГ КарНЦ РАН, собранная во время проведения технологического картирования. Изучались образцы кварца I—III типов, лабораторные испытания по обогащению проводились на крупной технологической пробе массой около 10 кг.

Микроскопические исследования, а также эксперименты по обогащению кварца реализованы на базе аналитического и лабораторного оборудования ИГ КарНЦ РАН (г. Петрозаводск). Микроструктурные особенности кварца, распределение в нем газово-жидких включений (форма, величина и наполнение) изучены с помощью оптического микроскопа ПОЛАМ Р-211 в шлифах и тонких двуполированных кварцевых пластинках. Морфология и состав минеральных примесей в кварце проанализированы с использованием сканирующего электронного микроскопа VEGA II LSH (Tescan, Чехия) с энергодисперсионным детектором INCA Energy 350 в аншлифах кварца и кварцевой крупке разных степеней очистки, напыленных углеродом.

Определение состава и содержания газовой фазы, выделяемой из кварца при нагревании, выполнено на газовом хроматографе "Цвет-800" с пиролитической приставкой в ЦКП "Геонаука" Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). Исследованы 30 образцов исходного кварца, а также продукты обогащения разных степеней очистки в виде кварцевой крупки фракции -0.5 + 0.25 мм навеской 0.5 г. Перед исследованием крупка прогревалась до 100 °С для удаления воды, сорбированной ее поверхностью. Нагрев образцов проводили в кварцевом реакторе в течение 5 мин, в качестве газа-носителя использовался гелий. В основных экспериментах измерение концентрации выделяемых газов из кварцевой крупки выполнено в двух температурных интервалах: 100–600 и 600–1000 °С. Для отдельных образцов газовыделение проанализировано в ходе ступенчатого нагрева до 1000 °С с шагом 100–200 °С (использовалась навеска 1 г). Минимально определяемое содержание по основным компонентам составляет (ppm): для N₂ и CO – 5 × 10⁻³, CH₄, C₂H₄, C₃H₆, C₃H₈ и CO₂ – 8 × 10⁻³, H₂O – 1.1. Вероятная относительная погрешность метода – 16%.

Изучение особенностей структурного состояния воды в кварце проведено с использованием инфракрасного Фурье-спектрометра ФТ-801 (НПФ Simex, г. Новосибирск) в Петрозаводском государственном университете (г. Петрозаводск). Изучено 9 образцов кварца в виде плоскополированных пластинок толщиной 0.4–1 мм. ИК-спектры получены на квадратной апертуре, ограничивающей исследуемую поверхность образцов площадью 1 см². ИК-спектры регистрировались в геометрии "на пропускание" при комнатной температуре в диапазоне 450–5000 см⁻¹ (разрешение – 0.5 см⁻¹; количество сканов – 50). С помощью штатной программы обработки ИК-спектров "Заир-3" спектры нормировались на 100% пропускание, пересчитывались в спектры поглощения, вычиталась базовая линия и выбирался для дальнейших исследований диапазон \sim 3000–3800 см⁻¹. Далее, с использованием авторского программного обеспечения, написанного на языке Python с библиотек научных вычислений (JCAMP, SciPy, NumPy), спектры нормировались на толщину образца и разбивались на набор отдельных гауссовых линий. При сравнении суперпозиции модельных пиков с экспериментальной кривой минимизировалась среднеквадратичная ошибка.

Содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах определено методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES) на спектрометре JY 38 (Jobin Yvon, Франция) в Национальном исследовательском центре "Курчатовский институт" (г. Москва). Кварцевая крупка массой 2 г растворялась в автоклаве в смеси (8 мл конц. HF + 0.2 мл HNO₃ + 0.2 мл маннита 2%), затем в открытой системе упаривалась в стеклоуглеродных тиглях. Осадок растворялся в 1.2 мл 1М HCl и анализировался.

Технологические эксперименты проведены по схеме, разработанной Л.С. Скамницкой. В испытаниях использовано лабораторное оборудование (дробилка щековая ДЩ 100 × 60, роликовый электромагнитный сепаратор СЭ-138Т, ультразвуковой диспергатор УЗДН-2Т (22 Гц), вакуумный сушильный шкаф Esztergom LP-403) и специализированная посуда (кварцевые стаканы и стекло-углеродные тигли). СВЧ-обработка кварцевой крупки проведена в бытовой СВЧ-печи Bosh (900 Вт, 2.45 ГГц).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералого-технологические особенности кварца

Технологические свойства кварца для получения высококачественных кварцевых продуктов определяются структурно-текстурными особенностями, содержанием элементов-примесей, наличием минеральных включений (количеством, размерами, составом, характером срастания с кварцем), газонасыщенностью, структурными дефектами. Опыт работы с различными видами кварцевого сырья Карелии показывает, что выявление вышеперечисленных типоморфных признаков кварца позволяет спрогнозировать качество сырья, способствует выбору оптимальных режимов измельчения и эффективной схемы обогащения для каждого конкретного объекта (Щипцов, Скамницкая, 2000).

Микроскопические исследования. По данным анализа шлифов, кварц характеризуется гетеробластовой структурой, местами переходящей в мозаичную. Первичные зерна кварца образуют крупные вытянутые (до 3 см) индивиды, с неровными угловатыми, иногда извилистыми краями (рис. 2, *a*). Погасание волнистое, линейно- и неравномерно блоковое, часто наблюдаются полосы деформации. Локально по трещинам и зонам дислокаций отмечаются мелкие зерна (0.05–0.5 мм) вторичного "микроганулированного" кварца (Кораго, Козлов, 1988) с ровными или ступенчатыми краями, четким погасанием. Значимых микроструктурных различий между выделяемыми структурно-технологическими типами кварца не прослеживается. Можно отметить, что в молочно-белом гигантозернистом кварце І-го типа в большей степени сохранились крупные зерна первой генерации. Для средне-крупнозернистого кварца II-го и III-го типов характерно наиболее интенсивное развитие мелких зерен второй генерации в виде прожилков и мелкогранулированных агрегатов по границам дислокаций (рис. 2, *б*). Текстура кварца в основном массивная, реже линейно-параллельная, обусловленная вытянутостью зерен кварца в одном направлении.

Среди минеральных примесей в кварце преобладают хлорит и кальцит, в меньшем количестве отмечаются слюды (мусковит, биотит), тальк, полевой шпат, оксиды и гидроксиды железа, единичные включения рутила, фторапатита, циркона, турмалина и графита. Основная часть этих примесей распределена по трещинам и границам зерен кварца, что является благоприятным фактором для их удаления при технологиче-



Рис. 2. Микроструктура жильного кварца. Фото шлифов в скрещенных николях, масштабные линейки составляют 1 мм. *a* – вытянутые зерна первичного кварца (обр. Ф-53); *б* – развитие прожилков вторичного кварца по границам зерен первой генерации (обр. Ф-49).

Fig. 2. Microphotographs of the vein quartz, crossed nicols, the scale lines are 1 mm. a – elongated grains of primary quartz (sample F-53); δ – veinlets of secondary quartz along the grain boundaries of the first generation (sample Φ -49).



Рис. 3. Электронно-микроскопические изображения минеральных включений в жильном кварце месторождения Фенькина-Лампи (Скамницкая и др., 2019). *Cal* – кальцит, *Chl* – хлорит, *Ms* – мусковит, *Mag* – магнетит, *Rt* – рутил.

Fig. 3. BSE images of mineral inclusions in the vein quartz of the Fenkina-Lampi deposit. Cal – calcite, Chl – chlorite, Ms – muscovite, Mag – magnetite, Rt – rutile.

ской обработке (рис. 3, a, b). Осложняют процесс обогащения тончайшие чешуйки мусковита (рис. 3, b) и хлорита, включения кальцита, единичные зерна фторапатита и циркона, находящиеся внутри кварцевых зерен.

Помимо минеральных примесей, находящихся в кварце, значительное влияние на физико-химические и технологические свойства кварца оказывает вода (Емлин и др., 1988). Вода может адсорбироваться по трещинам кристаллов, содержаться в микропорах, газово-жидких и минеральных включениях, находится в кристаллической решетке кварца в виде примесных водородных дефектов. Во всех типах кварца месторождения Фенькина-Лампи газово-жидкие включения имеют высокую плотность распределения (рис. 4) и обуславливают невысокое светопропускание кварца $T_{\rm cp} = 41\%$ при вариациях от 31 до 53% (Светова и др., 2019). Размер включений варьирует от 1–2 до 30 мкм. Форма включений в основном изометричная, встречаются также извилистые и расшнурованные вакуоли, приуроченные чаще к трещинам залечивания, местам наиболее сильного катаклаза и образования мозаичности (рис. 4, δ). В составе включений



Рис. 4. Микрофотографии газово-жидких включений в жильном кварце месторождения Фенькина-Лампи. a – первичные включения с жидкой (*l*), газовой (*g*) и твердой (*s*) фазами; δ – цепочки включений вдоль трещин залечивания.

Fig. 4. Microphotographs of fluid inclusions in the vein quartz of the Fenkina-Lampi deposit. a – primary inclusions with liquid (l), gas (g), and solid (c) phases; δ – chains of inclusions along the healing cracks.

присутствуют жидкая и газовая фазы, иногда отмечаются вакуоли с дополнительной кристаллической фазой (рис. 4, *a*).

Исследование состояния и структурного положения воды. ИК-спектроскопическое изучение кварца основывалось на известной интерпретации полос поглощения на ИК-спектрах в области 3000–3800 см⁻¹, приписываемых обертонам колебаний решетки кварца и примесным водородным дефектам (Kats, 1962; Aines, Rossman, 1984; Rossman, 1988; Kronenberg, 1994; Stenina, 2004 и др.). Принималось во внимание, что величина интенсивности отдельных полос поглощения пропорциональна содержанию водородсодержащих дефектов, ассоциированных с этими линиями. На спектрах поглощения образцов всех типов кварца доминируют широкие диффузные полосы с максимумами 3400 см⁻¹ (рис. 5). Эти полосы ассоциированы с молекулярной водой, содержащейся в основном в трещинах и газово-жидких включениях (Kats, 1962; Aines, Rossman, 1984). Интенсивность полос поглощения варьируется в пределах изученной выборки от 0.3 см⁻¹ (обр. Φ -72) до 9 см⁻¹ (обр. Φ -47), указывая на неоднородную водонасыщенность образцов кварца. Линии обертонов колебаний Si–O связей в решетке кварца и колебаний OH-групп, связанных со структурными дефектами на ИК-спектрах практически не различимы.

Для интерпретации ИК-спектров было выполнено разложение спектров на суперпозицию элементарных пиков, описываемых функциями Гаусса (рис. 6, табл. 1). Результаты моделирования показали, что спектры изученных образцов кварца I–III типов в целом подобны друг другу, немного различаются набором и амплитудой выделяемых линий. Наиболее интенсивными и характерными для всех образцов являются полосы 3410 и 3220 см⁻¹, связанные с симметричными и антисимметричными валентными колебаниями связи O–H в молекулах воды. Линия 3410 см⁻¹ типична для свободных молекул воды, а линия 3220 см⁻¹ близка к частоте колебаний кристаллического льда (Штенберг, 2014), что может указывать на связанное состояние OH-групп внутри кристалла. Выделяемые полосы с максимумами 3200 и 3300 см⁻¹ приписываются к обертонам и составным частотам колебаний Si–O связей в кристаллической решетке кварца. Слабоинтенсивная линия с пиком 3380 см⁻¹, присутствующая почти на всех спектрах, обусловлена колебаниями Al–OH группировок в SiO₄ тетраэдрах,



Рис. 5. Нормированные ИК-спектры поглощения жильного кварца месторождения Фенькина-Лампи. **Fig. 5.** Normalized IR absorption spectra of vein quartz from the Fenkina-Lampi deposit.

возникающих при замещении Si⁴⁺ \rightarrow Al³⁺ (Kats, 1962). При этом H⁺ выступает в роли компенсатора недостающего положительного заряда и встраивается в определенные структурные позиции в SiO₄ тетраэдры. Почти для всех образцов при моделировании спектров были установлены также полосы с максимумами около 3600 см⁻¹, которые соотносятся рядом исследователей с колебаниями гидроксильных группировок, входящих в состав тонкодисперсных микроминеральных включений (слюд, гранатов, амфиболов), характерных для природного кварца (Ito, Nakashima, 2002; Штенберг, Быков, 2009).

Анализ ИК-спектров указывает на то, что основное количество воды в изучаемом кварце присутствует в молекулярной форме в виде газово-жидких включений. Кварц содержит незначительное количество водородсодержащих дефектов, связанных со структурными примесями Al в кристаллической решетке и, возможно, гидроксильные группировки, входящие в состав микроминеральных примесей слюды, хлорита.

Таблица 1. Параметры гаусовских линий ИК-спектра кварца (обр. Ф-88-1) месторождения Фенькина-Лампи

 Table 1. Parameters of Gaussian lines of the IR spectrum of quartz (sample F-88-1) of the Fenkina-Lampi deposit

Параметры линий	1	2	3	4	5	6
Положение пика, см $^{-1}$	3202	3217	3298	3383	3429	3628
Амплитуда, см ⁻¹	0.07	0.72	0.09	0.13	1.78	0.32
Полуширина, см ⁻¹	33	203	35	94	306	151



Рис. 6. Пример моделирования ИК-спектра поглощения средне-крупнозернистого кварца (обр. Φ-88-1) в области 3000–3800 см⁻¹ набором функций Гаусса. Красные маркеры – экспериментальный спектр, зеленая кривая – суперпозиция гауссовых пиков.

Fig. 6. Modeling of IR absorption spectrum for coarse-grained quartz (sample F-88-1) in the region $3000-3800 \text{ cm}^{-1}$ by a set of Gauss functions. Red markers – experimental spectrum, the green line – superposition of the Gauss peaks.

Исследование состава газово-жидких включений. Газохроматографическое изучение кварца показало, что в общем балансе газов, выделяющихся из кварца при нагревании до 1000 °С доминирует $H_2O(90-99\%)$, в меньшем количестве присутствуют CO_2 , CO, N_2 и углеводородные газы (УГ) (табл. 2). Суммарное содержание газов в пределах изученной выборки варьирует в широком интервале — от 105 до 1490 ppm. При этом отчетливой закономерности, в связи с принадлежностью образцов кварца к какому-либо из выделяемых типов, не устанавливается. Наиболее однородным по содержанию газовой фазы является молочно-белый крупно-гигантозернистый кварц I-го типа, которому соответствуют наиболее узкие разброс значений общего количества выделяемых газов (рис. 7, a).

Важным технологическим показателем кварца как сырья для наплава стекла является газоотделение в области высоких температур (>600 °C). Высокотемпературные формы включений, по сравнению с низкотемпературными, удаляются наиболее трудно в процессе термического обезгаживания и поэтому определяют прозрачность или пузырчатость получаемого стекла (Крейсберг и др., 2007). Существенное выделение H_2O (основного компонента газовой фазы и наиболее значимой для технологии наплава стекла примеси) во всех исследуемых типах кварца наблюдается как в низкотемпературной (100–600 °C), так и в высокотемпературной (600–1000 °C) областях (табл. 2, рис 7, δ). Эксперимент, детализирующий процесс термодесорбции газов показывает, что выделение H_2O происходит после 400 °C, достигает максимального значения к 600 °C (рис. 8, *a*). В интервале от 600 до 1000 °C выделение H_2O продолжается, постепенно

0					-			-
Тип кварца	№ обр.	H ₂ O	CO ₂	СО	N ₂	УГ	Сумма	Сумма 100-1000 °С
Ι	Φ-32	414/366	5.89/6.49	-/0.25	0.75/0.47	0.15/1.55	421/374	795
	Φ-50	446/545	4.39/7.81	-/0.41	0.70/0.98	0.06/1.12	451/555	1006
	Φ-53	91 /159	5.89/6.85	-/0.25	0.98/1.40	0.22/1.03	98/169	267
	Φ-65	351/519	4.03/7.57	-/-	0.56/-	0.03/1.05	356/527	884
II	Φ-26	654/254	8.71/6.91	-/0.37	2.15/1.40	0.25/1.13	665/263	928
	Φ-31	401/410	4.99/8.35	-/-	-/-	0.09/1.25	406/420	826
	Φ-33	706/647	4.33/9.80	-/-	-/-	0.08/1.36	711/658	1369
	Φ-34	954/323	5.83/6.73	-/-	-/-	0.23/0.76	960/330	1291
	Φ-51	242/224	7.15/9.08	-/0.21	0.75/1.17	0.16/2.03	250/236	486
	Φ-52	206/244	4.69/6.73	-/0.08	1.50/1.40	0.13/1.39	212/253	465
	Φ-59	81/41	0.84/0.78	_/_	-/-	-/0.28	82/42	124
	Φ-60	570/405	6.97/9.20	-/0.21	1.26/1.87	0.19/1.35	579/417	996
	Φ-63	39/61	2.30/2.16	-/0.17	0.19/0.06	0/1.16	41/64	105
	Φ-68	345/436	4.33/6.55	-/0.21	0.51/0.94	0.06/1.72	350/445	795
	Φ-70	739/301	4.63/5.11	-/0.21	0.51/0.56	0.18/0.84	744/308	1052
	Φ-72	1117/357	7.03/6.61	-/0.08	1.22/0.94	0.34/0.80	1126/365	1491
	Φ-75	325/389	3.67/6.49	- /0.08	0.70/0.70	0.06/1.08	329/397	726
III	Φ-28	23/787	7.03/9.68	-/0.62	0.79/1.40	0.86/6.22	32/804	836
	Φ-29	171/333	5.35/9.20	-/0.41	1.22/0.75	0.10/1.67	178/345	523
	Φ-37	515/352	4.33/6.01	-/0.17	0.47/0.94	0.12/1.06	520/360	880
	Φ-47	559/753	4.15/7.99	-/0.17	-/1.64	0.13/3.80	563/766	1329
	Φ-49	1032/314	27.2/15.6	1.32/1.73	3.93/2.06	2.30/4.14	1066/336	1402
	Φ-54	691/157	5.89/6.49	-/0.12	0.70/0.94	0.31/0.78	698/165	864
	Φ-56	805/370	7.21/8.17	-/0.21	1.12/1.45	0.23/1.37	813/381	1194
	Φ-66	539/522	14.7/11.1	-/0.50	1.36/1.73	0.19/2.00	555/536	1091
	Φ-74	631/641	4.39/6.55	-/0.12	0.89/1.17	0.14/1.64	636/650	1286
	Φ-79	720/559	3.79/6.79	-/-	0.94/-	0.06/1.13	724/567	1291
	Φ-81	354/273	3.67/6.19	-/0.21	-/-	0.11/1.45	357/280	638
	Φ-83	170/167	4.63/12	0.41/0.78	1.26/16.4	0.13/2.67	176/198	374
	Φ-86	36.9/78.7	0.54/0.90	-/-	-/-	-/0.2	37/80	117

Таблица 2. Содержание газов, выделившихся при нагревании кварца месторождения Фенькина-Лампи в температурных интервалах 100-600 °C/600-1000 °C, ppm

Table 2. Content of gases released from quartz of the Fenkina-Lampi deposit at its heating in temperature ranges of 100-600 °C/600-1000 °C, ppm

Примечание. I – молочно-белый крупно-гигантозернистый, II – серовато-белый средне-крупнозернистый, III – светло-серый средне-крупнозернистый. УГ – сумма углеводородных газов (CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₆, C₃H₈). "-" не обнаружено.

снижаясь. Считается, что для низкотемпературного диапазона характерно вскрытие более крупных газово-жидких включений, а для высокотемпературного — растрескивание включений субмикронных размеров, и удаление молекулярно-дисперсной воды, растворенной в структуре кварца (Крейсберг и др., 2007). По-видимому, наблюдаемая значительная высокотемпературная термодесорбция H₂O в кварце месторождения Фенькина-Лампи обусловлена обилием мельчайших газово-жидких включений и



Рис. 7. Вариации и средние значения содержания газовых компонентов, выделившихся при нагревании от 100 до 1000 °C по типам кварца. a – общее содержание газов, δ – содержание H₂O в низкотемпературном (100–600 °C) и высокотемпературном (600–1000 °C) интервалах.

Fig. 7. Variations and average values of the content of gas components released from quartz at its heating from 100 to 1000 °C by types of quartz. a – total gas content, δ – H₂O content in low-temperature (100–600 °C) and high-temperature (600–1000 °C) ranges.

присутствием структурно-связанной воды, выявляемой ИК-спектроскопией. Обращает на себя внимание, что в каждом из трех типов кварца присутствуют образцы как с относительно низкой (100–250 ppm), так и с высокой (900–1400 ppm) водонасыщенностью (табл. 2). Это может быть связано с наличием нескольких генераций зерен кварца (в разной степени водонасыщенных) в пределах каждого типа кварца, что установлено ранее при микроскопическом анализе кварцевых зерен (Данилевская, Скамницкая, 2009).

Содержание остальных газовых компонентов, выделяющихся при нагревании кварца по сравнению с H_2O незначительно: N_2 (0–17 ppm), CO_2 (1.5–4.3 ppm), CO(0-3.1 ppm), УГ (0.1-5.5 ppm). Максимальные значения концентраций данных компонентов отмечаются в двух образцах кварца III типа (Ф-47, Ф-83). В остальных случаях существенных различий в разбросе значений концентраций отдельных газов между разными типами кварца не прослеживается. Значения углекислотно-водного коэффициента CO₂/H₂O для изученной выборки кварца составляют 0.01-0.05, что свойственно кварцу безрудных жил (Сокерина и др., 2010). Термодесорбция углеводородных газов характерна в большей степени для высокотемпературного диапазона, что отчетливо прослеживается также при ступенчатом прогреве кварцевой крупки (рис. 8, б). Эта особенность может быть связана не только с декрепитацией газовожидких включений, но и с процессом разложения малолетучих органических соединений, присутствующих в кварце (Крейсберг и др., 2007). Обращают на себя внимание высокие содержания углеводородных газов в изучаемом кварце относительно этих показателей (0.1–0.9 ppm) для безрудного жильного кварца уральских месторождений (Кузнецов и др., 2011), что может являться геохимической особенностью формирования кварцевых жил.



Рис. 8. Динамика выделения газовых компонентов при ступенчатом прогреве (100–1000 °C) образцов кварцевой крупки (Φ -28, Φ -50). a – H₂O, δ – углеводородные газы (УГ).

Fig. 8. Dynamics of the gas components release at the stepwise heating (100–1000 °C) of quartz samples (F-28, F-50). $a - H_2O$, $\delta -$ hydrocarbon gases (YF).

Выявленная динамика газовыделения в области высоких температур в целом негативно характеризует качество кварца как сырья для наплава стекла. При разработке эффективной схемы глубокого обогащения данного кварца целесообразно обратиться к нетрадиционным подходам, учитывающим как низкотемпературные, так и высокотемпературные разновидности газово-жидких включений.

ОБОГАЩЕНИЕ КВАРЦА

В проводимых ранее испытаниях по обогащению кварца месторождения Фенькина-Лампи использовалась кварцевая крупка крупностью -0.5 + 0.1 и -0.315 + 0.1 мм и применялись различные режимы и комбинации магнитной сепарации, флотации, CBЧ-обработки, термоудара и хлорирования (Данилевская, Гаранжа, 2003; Данилевская, Скамницкая, 2009; Скамницкая и др., 2019). Используемые схемы глубокого обогащения позволяли существенно снизить общее содержание примесей с более чем 500 ppm до 96 ppm в самом качественном из концентратов (Скамницкая и др., 2019). Однако получить концентраты высокой чистоты с содержанием примесей менее 50 ppm (Müller et al., 2007) получить не удавалось.

В настоящей работе представлен эксперимент, выполненный по новой схеме и отработанный на более узких классах крупности материала. Испытание проведено на технологической пробе молочно-белого крупно-гигантозернистого кварца І-го типа. Схема обогащения кварца включала электромагнитную сепарацию, СВЧ- и ультразвуковую обработку в водной среде, последовательное фракционное выщелачивание в соляной и плавиковой кислотах (рис. 9). СВЧ-обработка кварцевой крупки применялась для достижения эффективной декрепитации газово-жидких включений (Насыров, 2009; Hou Y. et al., 2017; Buttress et al., 2019). В отличие от традиционного способа декрепитации включений путем нагрева кварцевой крупки до 600–1000 °С, при СВЧвоздействии происходит быстрый нагрев жидкости в газово-жидких включениях, резкое возрастание давления в их полости и растрескивание окружающего зерна с выходом содержащейся жидкости. При этом нагрева самого кварца не происходит, что способствует снижению себестоимости и увеличению производительности процесса. Применение последующего химического выщелачивания крупки приводит к элиминации примесных элементов и повышению чистоты кварцевой крупки.



Рис. 9. Схема обогащения жильного кварца месторождения Фенькина-Лампи и этапы контроля чистоты кварцевых продуктов методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES), электронной микроскопии (ЭМ) и газовой хроматографии (ГХ). ДB - дистиллированная вода.**Fig. 9.** Process flow of vein quartz of the Fenkina-Lampi deposit and the monitoring steps of the quartz products purity by ICP-AES, electron microscopy (EM), and gas chromatography (ГХ). ДB - distilled water.

Основные этапы очистки в работе сопровождались контролем чистоты кварцевой крупки, включающем определение содержания элементов-примесей в кварцевых продуктах, электронно-микроскопический анализ зерен кварца, качественную и количественную оценку газовой фазы, выделяющейся при нагревании кварцевой крупки. Последовательность этапов аналитических исследований кварцевых концентратов отражена на схеме обогащения (рис. 9).

Элементы	Исх. крупка	Концентрат предварительного	Концентраты глубокого обогащения —0.63 + 0.1 мм		
		обогащения эм/сеп	после НС1	после HF	
Fe	230	27	1.9	0.85	
Ti	2.6	1.7	0.35	0.18	
Zr	0.18	0.08	0.01	0.01	
Mn	30	6.52	0.70	0.24	
Al	98	36	30	13	
Cu	1.7	1.5	0.10	0.06	
Zn	0.9	1	0.16	0.08	
В	0.4	0.4	0.34	0.23	
Ni	0.25	0.05	0.02	0.02	
Cr	2.9	0.3	0.01	0.01	
Co	0.02	0.01	0.01	0.01	
Ca	63	31	17	6.3	
Sr	0.47	0.47	0.36	0.15	
Ba	1.4	1.3	1.0	0.5	
Mg	7.5	10	2.2	0.5	
Na	57	55	42	26	
К	32	21	17	7.4	
Li	0.09	0.11	0.08	0.07	
Ge	0.3	0.25	0.25	0.25	
Р	0.3	1	0.2	0.2	
Сумма	529	195	113	56	

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в кварцевых продуктах разной степени очистки, ppm Table 3. Concentration of trace elements in quartz products in different process steps, ppm

Содержание элементов-примесей в кварцевых продуктах разной степени очистки по данным ICP-AES анализа приведено в табл. 3. Общее содержание примесей в исходной крупке кварца составляет 529 ppm. Среди примесей преобладает Fe (230 ppm), что связано с его техногенным загрязнением при дроблении. Отмечаются высокие содержания Al (98 ppm), Ca (63 ppm), Na (57 ppm), K (32 ppm), Mn (30 ppm), связанные с включениями кальцита, хлорита, полевых шпатов и слюд.

После предварительного обогащения с использованием электромагнитной сепарации общее содержание примесей снижается почти в 3 раза. За счет удаления магнитных техногенных частиц, магнитных минералов и находящихся с ними в сростках кальцита, слюды и других минералов, отмечается существенное снижении концентрации Fe, Ca, Al, K, Ti. Глубокое обогащение кварцевой крупки фракции -0.63 + 0.1 мм, включающее CBЧ и ультразвуковую обработку, последовательное химическое выщелачивание в HCl и HF уменьшает суммарное содержание примесей до 56 ppm (табл. 3, рис. 10). При этом доводка кварца в кислотах, осуществляемая на узких фракциях, позволяет снизить количество примесей до 43–51 ppm (табл. 4). Достижение лучших показателей (43 ppm) отмечается на более мелких фракциях -0.315 + 0.2 и -0.2 + 0.1 мм.

Среди оставшихся а кварце примесей доминируют Na, Al, K и Ca, вероятно, связанные с составом солевых растворов в газово-жидких включениях и наличием в них минералов-узников, что было предположено нами в предыдущих исследованиях (Скамницкая и др., 2019). Важно отметить эффективность применения плавиковой кислоты





Fig. 10. The dynamics of a decrease of the main trace elements content and their total content in quartz concentrates with the fineness of -0.63 + 0.1 mm at different process steps.

при химическом обогащении кварца, после чего значительно уменьшаются массовые доли Al, Ca, Na, K, Mg.

Согласно электронно-микроскопическим наблюдениям, зерна необогащенной кварцевой крупки часто содержат железооксидные фазы (рис. 11, a), локализованные по микротрещинкам или образующие пленки на поверхности зерен. Реже отмечаются включения плагиоклаза, галита и кальцита. Воздействие СВЧ-излучения на кварцевую крупку приводит к декрепитации большого количества газово-жидких включений, о чем свидетельствуют множественные следы от вскрытых вауолей в виде пор характерного размера и морфологии (рис. 11, δ). Отмечаются также микроминеральные включения кальцита, ангидрита, плагиоклаза, вероятно, вскрытые вследствие раскалывания кварцевых зерен (рис. 11, s). Для удаления с поверхности кварца осажденных микровключений в операции очистки на данном этапе была включена ультразвуковая дезинтеграция кварцевой крупки в дистиллированной воде.

После химического выщелачивания в HCl кварцевые зерна сохраняют относительно гладкую поверхность сколов с локальными участками растворения кварца и единичными железооксидными микровключениями (рис. 11, e). Травление кварцевой крупки в HF сопровождается активным поверхностным растворением кварцевых зерен с образованием сети дефект-каналов и высвобождением микроминеральных включений оксидов железа, хлоридов натрия и калия из близповерхностных областей (рис. 11, d, e). По-видимому, эти включения были скрыты за тончайшими кварцевыми стенками, препятствовавшими их высвобождению при контакте с кислотой, а попав в вакуум при напылении электропроводящим слоем, прорвали их. Образование хлоридов натрия и калия может быть также результатом кристаллизации солевых растворов из вскрывшихся газово-жидких включений.

Таблица 4. Суммарное содержание элементов-примесей в кварцевых концентратах глубокого обогащения по фракциям, ppm

Крупность, мм	-0.63 + 0.1	-0.63 + 0.5	-0.5 + 0.4	-0.4 + 0.315	-0.315 + 0.2	-0.2 + 0.1
Сумма примесей	56	51	45	44	43	43

Table 4. Total concentration of trace elements in quartz concentrate by fraction, ppm



Рис. 11. Электронно-микроскопические изображения зерен, фрагментов поверхности и микровключений кварцевой крупки на разных этапах очистки. a – зерно исходной кварцевой крупки с включениями магнетита (Mag); δ , e – поверхность CBЧ-обработанной крупки со следами от вскрывшихся газово-жидких включений (1) и неоднородным микровключением кальцита (Cal); e – область поверхностного растворения зерна кварца с включением магнетита после выщелачивания в HCl; ∂ , e – зерно кварца после выщелачивания в HCl; ∂ , e – зерно кварца после выщелачивания в HF с бороздами травления и вскрывшимися включениями магнетита и галита (Hl).

Fig. 11. BSE images of grains, surface fragments, and microinclusions of quartz grains at different process steps. a - a grain of the initial quartz with magnetite inclusions (Mag); δ , e - the surface of microwave-treated grain with traces of released fluid inclusions (1) and inhomogeneous calcite (Cal) microinclusions of; e - surface dissolution of quartz grain with the magnetite inclusion after leaching in HCl; ∂ , e - quartz grain after leaching in HF with etching pits and released inclusions of magnetite and halite (HI).

Динамика изменения содержания основных газовых компонентов, выделяющихся при нагревании кварцевой крупки в ходе основных операций очистки приведена в табл. 5. Общее содержание газов, выделяющихся при нагревании кварцевой крупки до 1000 °C после электромагнитной сепарации составляет 1165 ppm. СВЧ воздействие на

Таблица 5. Содержание газов, выделившихся при нагревании кварцевой крупки разной степени
очистки в температурных интервалах 100–600 °С/600–1000 °С, ppm

Table 5. Content of gases released	l from quartz products of c	different process steps at it	s heating in tempera-
ture ranges of 100-600 °C/600-	1000 °C, ppm		

Этапы очистки	H ₂ O	CO ₂	СО	N ₂	УГ	Сумма
Эл/магнитная сепарация	631/373	31/114	-/6.89	4.49/3.13	0.44/1.78	666/499
СВЧ, 3 мин	444/379	14.9/50	-/4.13	1.96/0.89	0.23/1.42	461/435
СВЧ, 10 мин	278/320	9.44/21.1	-/2.56	-/1.92	0.15/1.63	287/347
HCl 10%	243/302	7.19/19.9	-/5.03	-/0.84	0.10/1.39	250/329
HF 30%	140/103	7.27/16.5	-/4.99	-/1.22	0.49/3.27	148/129

УГ – сумма углеводородных газов (CH₄, C₂H₄, C₂H₆, C₃H₆, C₃H₈). "-" не обнаружено.



Рис. 12. Динамика газовыделения при нагревании кварцевой крупки на разных стадиях очистки. a – общее содержание газов, выделившихся в интервале 100–600 °C; δ – содержание H₂O в температурных интервалах 100–600 °C и (600–1000 °C); a – выделение CO и углеводородных газов в диапазоне 100–1000 °C. **Fig. 12.** Dynamics of the gas components release at the heating of quartz grains at individual process steps. a – the total content of gases released in the range of 100–600 °C; δ – H₂O content in temperature ranges of 100–600 °C and

600–1000 °C; e – the CO and hydrocarbon gases release at the heating in the range of 100–1000 °C.

кварцевую крупку в течение 3-х минут привело к снижению общего содержания газов на 23%, а в течение 10-ти минут – на 46% (рис. 12, *a*). При этом отмечается заметное уменьшение содержания низкотемпературной воды (100–600 °C) и малозначимое снижение содержания высокотемпературной воды (600–1000 °C) (рис. 12, δ). По-видимому, СВЧ обработка способствует в большей степени декрепитации газово-жидких включений крупных и средних размеров. Химическое травление в HCl существенно не повлияло на количество выделяющихся из кварцевой крупки газов. А выщелачивание в HF, сопровождаемое активным поверхностным растворением кварцевых зерен, привело к дополнительной декрепитации газово-жидких включений, как в низкотемпературном, так и в высокотемпературном интервалах (рис. 12, *a*, δ). Однако полного вскрытия газово-жидких включений после обогащения не произошло: суммарное содержание газов, выделившихся при нагревании обогащенной кварцевой крупки, составило 277 ррт. Отмечается сложно объяснимое поведение CO и углеводородных газов, содержание которых, возрастает в результате кислотного выщелачивания (рис. 12, *в*).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проанализированы минералого-технологические особенности жильного кварца месторождения Фенькина-Лампи в Карелии и рассмотрено влияние отдель-

ных операций обогащения кварца на качество получаемых концентратов. К основным минеральным включениям, обуславливающим высокое содержание элементов-примесей в исходном кварце относятся кальцит, хлорит, мусковит, тальк, полевой шпат, оксиды и гидроксиды железа, рутил. Преимущественная локализация включений по трещинам и границам кварцевых зерен благоприятна для их удаления при технологической обработке. Кварц в целом характеризуется высокой водонасыщенностью, осложняющей процесс обогащения традиционными методами. По данным ИК-спектроскопии основное количество воды в кварце присутствует в молекулярной форме в виде газово-жидких включений. Отмечается также незначительное количество водородсодержащих дефектов, связанных со структурными примесями Al в кристаллической решетке кварца. Газово-жидкие включения имеют высокую плотность распределения в кварце. Методом газовой хроматографии установлено, что в составе газовой фазы, выделяющейся при нагревании кварца доминирует H_2O_2 , отмечаются CO_2 , CO_3 , CO_4 , CO_2 , CO_3 , CO_4 , CON₂ и углеводородные газы. Обшая газонасышенность кварца значительно варьирует в пределах изученной выборки, не обнаруживая строгой закономерности в связи с принадлежностью образцов к какому-либо из выделяемых типов. Для всех типов кварца характерно газоотделение как в области низких (100-600 °C), так и высоких (600-1000 °C) температур, что в целом негативно характеризует качество кварца как сырья для наплава стекла и требует нетрадиционного подхода к обогащению.

С учетом выявленных технологических особенностей кварца предложена схема обогащения, включающая электромагнитную сепарацию, обработку СВЧ электромагнитным полем и ультразвуком, классификацию по узким классам крупности и кислотное выщелачивание в растворах HCl и HF. Электромагнитная сепарация приводит к существенному снижению содержания всех примесей за счет удаления магнитных и слабомагнитных минералов и находящихся с ними в сростках кальцита, слюды и др. CBЧ-обработка кварцевой крупки способствует эффективной декрепитации газовожидких включений крупных и средних размеров, но не обеспечивает вскрытие вакуолей ультрамалого размера. Заключительная доводка крупки в кислотах приводит к дополнительному вскрытию минеральных и газово-жидких включений в результате поверхностного растворения кварцевых зерен. Реализация выбранной стратегии обогащения позволяет получить кварцевый продукт удовлетворительного качества с содержанием примесей 43 ррт из исходно низкосортного кварцевого сырья, что может расширить области его применения в высокотехнологичном производстве.

Авторы благодарят руководителя экспериментов по обогащению Л.С. Скамницкую за консультации и обсуждение результатов, а также Т.П. Бубнову, оказавшую помощь в работе с фондовым кварцевым материалом.

Исследования выполнены в рамках государственных заданий Института геологии Карельского НЦ РАН и Института геологии Коми НЦ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Голованов Ю.Б., Михайлов В.П., Щипцов В.В., Родионов В.С. Кварцевое сырье / В кн. Минерально-сырьевая база Республики Карелии. Книга 2. Петрозаводск: Карелия, **2006**. С. 55–69.

Данилевская Л.А., Гаранжа А.В. Месторождение жильного кварца Фенькина-Лампи: геолого-минералогические аспекты формирования, типоморфные свойства и оценка качества / Геолого-технологические исследования индустриальных минералов Фенноскандии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, **2003**. С. 29–38.

Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С. Повышение качества концентратов из молочно-белого жильного кварца // Обогащение руд. **2009**. № 5. С. 21–25.

Данилевская Л.А., Скамницкая Л.С., Щипцов В.В. Кварцевое сырье Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 226 с.

Емлин Э.Ф., Синкевич Г.А., Якшин В.И. Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Средне-Уральское кн. из-во, **1988**. 272 с.

Кораго А.А., Козлов А.В. Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеносных областей. Л.: Недра, **1988**. 159 с.

Крейсберг В.А., Ракчеев В.П., Серых Н.М., Борисов Л.А. Диагностика газово-жидких примесей в кварце масс-спектрометрическим методом // Разведка и охрана недр. **2007**. № 10. С. 12–18.

Кузнецов С.К., Лютоев В.П., Шанина С.Н., Светова Е.Н., Сокерина Н.В. Особенности качества жильного кварца Уральских месторождений // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2011. Вып. 4. № 8. С. 65–72.

Мельников Е.П. Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, **1988**. 216 с.

Насыров Р. Ш. СВЧ декрепитация газожидкостных включений в кварцевых зернах // Обогащение руд. **2009**. № 2. С. 26–27.

Николаевский Г. М., Зиновьева З. А. Отчет о поисково-разведочных работах Остреченской партии в Медвежьегорском районе на месторождении кварца Фенькина-Лампи в 1962–1963 гг. Карельская КГРЭ, геолфонд. Петрозаводск. **1963**.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, **2011**. 431 с.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: "Наука", **1979**. 208 с.

Светова Е.Н., Шанина С.Н., Бубнова Т.П. Разработка технологии обогащения низкосортного жильного кварца // Обогащение руд. **2020**. № 3. С. 25–30.

Светова Е.Н., Скамницкая Л.С., Шанина С.Н. Содержание воды в слабопрозрачном жильном кварце месторождения Фенькина-Лампи (Карелия) как критерий его качества // Разведка и охрана недр. **2019**. № 10. С. 35–40.

Скамницкая Л.С., Светова Е.Н., Шанина С.Н. Влияние газово-жидких включений на качество жильного кварца // Обогащение руд. **2019**. № 2. С. 20–26.

Сокерина Н.В., Зыкин Н.Н., Ефанова Л.И., Шанина С.Н., Симакова Ю. С. Условия формирования кварцевых жил золоторудных проявлений Манитанырдского района (Приполярный Урал) // Литосфера. **2010**. № 2. С. 100–111.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск, **1970**. 345 с.

Штенберг М.В. Вода и водородсодержащие группировки в жильном кварце Уральских месторождений кварцевого сырья // Литосфера. 2014. № 3. С. 102–111.

Штенбере М.В., Быков В.Н. Инфракрасная спектроскопия водородсодержащих группировок в гранулированном кварце жилы "Беркутинская" (Южный Урал) // ЗРМО. 2007. № 3. С. 139–144.

Щипцов В.В., Скамницкая Л.С. Минералого-технологические особенности кварцевого сырья Карелии // Обогащение руд. 2000. № 3. С. 23–31.

Mineral Processing of Vein Quartz from the Fenkina-Lampi Deposit (Karelia)

E. N. Svetova^a, *, S. N. Shanina^b, V. B. Pikulev^c, and O. V. Bukchina^a

^aInstitute of Geology, Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia ^bInstitute of Geology, Komi Scientific Center, Uralian Branch RAS, Syktyvkar, Russia ^cPetrozavodsk State University, Petrozavodsk, Russia *e-mail: enkotova@rambler.ru

The paper covers the results of the mineralogical and process investigation of the vein quartz of the Fenkina-Lampi deposit in Karelia, considered as a promising source of high-purity guartz raw materials. The main mineralogical features of the quartz which make it possible to predict the quality of quartz raw materials and contribute to the choice of optimal process flow are considered. It is shown that quartz is characterized by high water content, which complicates the processing by traditional methods. According to IR spectroscopy data, the basic amount of water in quartz is present in molecular form as fluid inclusions. The chromatographic analysis of the gas phase released from quartz at its heating detects H_2O , CO_2 , CO, N₂ and hydrocarbon gases. The gas release takes place both at low-temperature (100– $600 \,^{\circ}\text{C}$), and at high-temperature ($600-1000 \,^{\circ}\text{C}$) ranges, which generally negatively characterizes the quartz as a raw material for high-quality fused glass. A process flow including electromagnetic separation, microwave, and ultrasound treatment, fractional acid leaching in HCl and HF is proposed. The effect of individual processing steps on the quality of the obtained quartz concentrates was analyzed. It has been shown that the use of directed operations, taking into account the technological features of quartz, can significantly improve the quartz products quality and reduce the total trace element content from 529 ppm to 43 ppm in concentrates with the fineness of -0.315 + 0.2 and -0.2 + 0.1 mm.

Keywords: vein quartz, technological mineralogy, processing, trace-elements, IR spectroscopy, gas chromatography, electron microscopy, ICP-AES, Fenkina-Lampi deposit

REFERENCES

Aines R.D., Rossman G.R. Water in minerals? A peak in the infrared. J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. N B6. P. 4059–4071.

Buttress A. J., Rodriguez J. M., Ure A., Ferrari R. S., Dodds C., Kingman S. W. Production of high purity silica by microfluidic-inclusion fracture using microwave pre-treatment. *Minerals Engineering*. **2019**. Vol. 131. P. 407–419.

Danilevskaya L.A., Garanzha A.V. Fenkina-Lampi vein quartz deposit: geological and mineralogical aspects of formation, typomorphic properties and quality assessment. In *Geological and technologi*cal research of industrial minerals in Fennoscandia. Petrozavodsk, **2003**. P. 29–38. (in Russian).

Danilevskaya L.A., Skamnitskaya L.S. Milk-white vein quartz concentrates grade increase. Ore Processing. 2009. N 5. P. 21–25. (in Russian).

Danilevskaya L.A., Skamnitskaya L.S., Shchiptsov V.V. Quartz raw materials of Karelia. Petrozavodsk: Karelian SC RAS, 2004. 226 p. (in Russian).

Emlin E.F., Sinkevich G.A., Yakshin V.I. Vein quartz of the Urals in science and thechnology. Sverd-lovsk, **1988**. 272 p. (*in Russian*).

Golovanov Y.B., Mikhailov V.P., Shchiptsov V.V., Rodionov V.S. Quartz raw material. In: Mineral resource base of the Republic of Karelia. Vol. 2. Petrozavodsk: Karelia, **2006**. P. 55–69 (in Russian).

Hou Y., Liu P., Hou Q., Duan H., Xie Y. Study on removal fluid inclusions in quartz sand by microwave explosion. Nanoscience and Nanotechnology Letters. 2017. Vol. 9. N 2. P. 151–154.

Ito Y, Nakashima S. Water distribution in low-grade siliceous metamorphic rocks by micro-FTIR and its relation to grain size: a case from the Kanto Mountain region, Japan. Chem. Geol. 2002. Vol. 189. P. 1-18.

Kats A. Hydrogen in Alpha-quartz. Philips Research Reports. 1962. Vol. 17. P. 201-279.

Korago A.A., Kozlov A.V. Textures and structures of vein quartz from the rock crystal bearing areas. Leningrad: Nedra. **1988**. 159 p. (*in Russian*).

Kreisberg V.A., Rakcheev V.P., Serykh N.M., Borisov L.A. Diagnostics of gas-liquid impurities in quartz by the mass-spectrometry method. *Prospect and Protection of Mineral Resources.* **2007**. N 10. P. 12–18 (*in Russian*).

Kronenberg A.K. Hydrogen speciation and chemical weakening of quartz. *Rev. Miner.* **1994**. Vol. 29. P. 123–176.

Kuznetsov S.K., Lyutoev V.P., Shanina S.N., Svetova E.N., Sokerina N.V. Quality of vein quartz in Ural deposits. News Komi SC UB RAS. 2011. Vol. 4. N 8. P. 65–72 (in Russian).

Mel'nikov E.P. Geology, genesis and industrial types of quartz deposits. Moscow: Nedra, **1988**. 216 p. (*in Russian*).

Müller A., Ihlen P.M., Wanvik J.E., Flem B. High-purity quartz mineralisation in kyanite quartzites, Norway. *Miner Deposita*. **2007**. N 42. P. 523–535.

Nasyrov R.S. Microwave-decrepitation of liquid-gas inclusions in quartz grains. Ore Peocessing. 2009. N 2. P. 26–27 (in Russian).

Nikolaevskii G.M., Zinov'eva Z.A. Report on prospecting and exploration work of the Ostrechenskaya party in the Medvezhyegorsk region at the Fenkina-Lampi quartz deposit in 1962–1963. Karelian geological exploration expedition, geological fund. Petrozavodsk. **1963** (*in Russian*).

Paleoproterozoic Onega Structure (Geology, Tektonics, Deep Structure, and Minerageny). Ed. by L.V. Glushanin, N.V. Sharov, V.V. Shchiptsov. Petrozavodsk: KSC RAS, **2011**. 431 p. (*in Russian*).

Shchiptsov V.V., Skamnitskaya L.S. Mineralogical and technological features of quartz raw material of the Karelia. Ore processing. 2000. N 3. P. 23–31 (*in Russian*).

Shtenberg M.V. Water and hydrogen-bearing groupings in vein quartz from Uralian quartz raw material deposits. *Litosfera*. **2014**. N 3. P. 102–111 (*in Russian*).

Shtenberg M.V., Bykov V.N. Infrared spectroscopyof hydrogen bearing groupings in granulated quartz from "Berkutinskaya" vein (the South Urals). Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc). 2009. N 3. P. 139–144 (in Russian).

Skamnitskaya L.S., Svetova E.N., Shanina S.N. The effect of fluid inclusion on the vein quartz drade. Ore proceesing. 2019. N 2. P. 20–26 (in Russian).

Sokerina N.V., Zykin N.N., Efanova L.I., Shanina S.N., Simakova Yu.S. Formation conditions for the quartz veins of gold ore occurrences in the Manitanyrd region (Subpolar Urals). Litosfera. 2010. N 2. P. 100–111 (in Russian)

Sokolov V.A., Galdobina L.P., Ryleev A.V., Satsuk Yu.I., Svetov A.P., Kheiskanen K.I. Geology, lithology and paleogeography of Yatulian of the Central Karelia. Petrozavodsk: "Karelia", **1970**. 345 p. (*in Russian*)

Stenina N.G. Water-related defects in quartz. Bulletin of Geosciences. 2004. Vol. 79. N 4. P. 251–268. Svetov A.P. Platform basaltic volcanism of Karelian Karelides. Leningrad: Nauka, 1979. 208 p. (in Russian).

Svetova E.N., Shanina S.N., Bubnova T.P. Development of a processing technology for low-grade vein quartz. Ore Processing. 2020. N 3. P. 25–30 (in Russian).

Svetova E.N., Skamnitskaya L.S., Shanina S.N. Water content in the weakly transparent vein quartz of the Fenkina-Lampi (Karelia) deposit as the criterion of its grade. *Prospect and Protection of Mineral Resources*. **2019**. N 10. P. 35–40 (*in Russian*).