

ЗАПИСКИ РОССИЙСКОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА



№ 6 · 2024

Морфология и состав самородного золота из россыпи реки Дунитовой (Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) <i>К. Н. Малич, А. А. Войтин</i>	3
Новые минералы. LXXVIII <i>В. Н. Смольянинова</i>	28
Минералы платиновой группы из хромовых руд ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал): новые данные <i>А. Н. Юричев, А. И. Чернышов, Е. В. Корбовяк</i>	64
Шпинелиды Контозерского вулcano-плутонического комплекса (Кольский полуостров, Россия) <i>Ю. А. Михайлова, Н. И. Забавчик, Я. А. Пахомовский</i>	94
Особенности состава цезийсодержащего анальцита в сподуменовых пегматитах Афганистана (месторождение Колатан, провинция Нуристан) <i>С. Г. Скублов, А. Юсуфзай, А. Н. Евдокимов, О. Л. Галанкина</i>	122
Изоморфизм в ванадините. 2. Исследование методом ИК-спектроскопии <i>А. О. Карпов, А. А. Агаханов, М. Ф. Вигасина, И. В. Пеков</i>	141
Влияние примеси теллура на температуру полиморфных превращений синтетического аналога минерала инсизвайта $Pt(Bi, Te)_2$ <i>А. А. Межуева, О. В. Каримова, Н. С. Упорова, А. А. Ширяев³ Л. А. Иванова, П. В. Чареева, Д. А. Чареев</i>	157
Годичное собрание РМО 2024 года <i>С. В. Кривовичев</i>	172
Памяти Михаила Александровича Иванова (1949–2024)	175



НАУКА
— 1727 —



Морфология и состав самородного золота из россыпи реки Дунитовой (Маймеч-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) <i>К. Н. Малич, А. А. Войтин</i>	3
--	---

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ

Новые минералы. LXXVIII <i>В. Н. Смольянинова</i>	28
--	----

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

Минералы платиновой группы из хромовых руд ультрамафитового массива Рай-Из (Полярный Урал): новые данные <i>А. Н. Юричев, А. И. Чернышов, Е. В. Корбвяк</i>	64
--	----

Шпинелиды Контозерского вулкано-плутонического комплекса (Кольский полуостров, Россия) <i>Ю. А. Михайлова, Н. И. Забавчик, Я. А. Пахомовский</i>	94
---	----

Особенности состава цезийсодержащего анальцима в сподуменовых пегматитах Афганистана (месторождение Колатан, провинция Нуристан) <i>С. Г. Скублов, А. Юсуфзай, А. Н. Евдокимов, О. Л. Галанкина</i>	122
--	-----

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Изоморфизм в ванадините. 2. Исследование методом ИК-спектроскопии <i>А. О. Карпов, А. А. Агаханов, М. Ф. Вигасина, И. В. Пеков</i>	141
---	-----

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Влияние примеси теллура на температуру полиморфных превращений синтетического аналога минерала инсизваита $Pt(Bi, Te)_2$ <i>А. А. Межуева, О. В. Каримова, Н. С. Угорова, А. А. Ширяев, Л. А. Иванова, П. В. Чареева, Д. А. Чареев</i>	157
---	-----

ХРОНИКА

Годичное собрание РМО 2024 года <i>С. В. Кривовичев</i>	172
--	-----

ПОТЕРИ НАУКИ

Памяти Михаила Александровича Иванова (1949–2024)	175
---	-----

Morphology and Composition of Gold Minerals from the Placer Deposit of Dunitovaya River (Maimecha-Kotui Province, Polar Siberia) <i>K. N. Malitch, A. A. Voytin</i>	24
--	----

NEW MINERALS

New Minerals. LXXVIII <i>V. N. Smolyaninova</i>	63
--	----

MINERALS AND MINERAL PARAGENESES

Platinum Group Minerals from Chromite Ores of the Rai-Iz Ultramafic Massif (Polar Ural): New Data <i>A. N. Yurichev, A. I. Chernyshov, E. V. Korbovyak</i>	91
Spinels of the Kontozero Volcano-Plutonic Complex (Kola Peninsula, Russia) <i>J. A. Mikhailova, N. I. Zabavchik, Ya. A. Pakhomovsky</i>	120
Composition of Cs-Rich Analcime in Spodumene Pegmatites of Afghanistan (Kolatan Deposit, Nuristan Province) <i>S. G. Skublov, A. Yosufzai, A. N. Evdokimov, O. L. Galankina</i>	137

MINERALOGICAL CRYSTALLOGRAPHY

Isomorphism in vanadinite. 2. IR Spectroscopic Investigation <i>A. O. Karpov, A. A. Agakhanov, M. F. Vigasina, I. V. Pekov</i>	154
---	-----

EXPERIMENTAL CRYSTALLOGRAPHY

Influence of Tellurium Impurity on the Phase Transitions and Thermal Behavior of Synthetic Te-Insizwaite Pt(Bi, Te) ₂ <i>A. A. Mezhueva, O. V. Karimova, N. S. Uporova, A. A. Shiryaev, L. A. Ivanova, P. V. Chareeva, D. A. Chareev</i>	170
--	-----

CHRONICLES

2024 Annual Meeting of the Russian Mineralogical Society <i>S. V. Krivovichev</i>	174
--	-----

OBITUARY

To the Memory of Michail Aleksandrovich Ivanov (1949–2024)	175
--	-----

**МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА
ИЗ РОССЫПИ РЕКИ ДУНИТОВОЙ
(МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ, ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ)**

© 2024 г. Д. чл. К. Н. Малич, А. А. Войтин

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН,
ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620110, Россия
e-mail: dunite@yandex.ru*

Поступила в редакцию 05.08.2024

После доработки 01.10.2024

Принята к публикации 09.10.2024

С Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы ассоциируют комплексные золото-иридиево-осмиевые россыпные месторождения. В отличие от минералов осмия и иридия, которые генетически связаны с ультраосновными породами, вопрос о коренном источнике золота является предметом дискуссии. Нами впервые охарактеризованы морфологические и вещественные особенности минералов золота из четвертичных отложений реки Дунитовой в южной части Гулинского массива. По морфологии зерна самородного золота подразделены на каплевидно-округлые, комковатые, уплощенно-комковатые и пластинчатые разновидности; определены их основные морфометрические параметры, пробность самородного золота и среднестатистические характеристики химического состава. По внутреннему строению изученные зерна самородного золота подразделяются на гомогенные, состоящие преимущественно из однородного по составу электрума, и гетерогенные, содержащие (1) несколько минералов (например, электрум, тетрааурикуприд, аурикуприд) или (2) образованные электрумом с сильно варьирующим составом (от Au-содержащего серебра до Ag-содержащего золота). Первые данные по изотопному составу меди для самородного золота из различных морфологических типов р. Дунитовой характеризуются близкими значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в диапазоне от -0.59 до 0.11% ($\delta^{65}\text{Cu}$ среднее = $-0.30 \pm 0.23\%$, $n = 5$), что свидетельствует в пользу примитивного источника рудного вещества. С учетом геологической обстановки расположения русловых и террасовых отложений р. Дунитовой, незначительного характера переноса россыпного золота (4–6 км) и сходства минералов золота р. Дунитовой с минералами золота из кальцитовых карбонатитов, главными источниками изученных морфологических разновидностей золота являлись породы Маймеча-Котуйского ийолит-карбонатитового комплекса.

Ключевые слова: морфология, морфометрические параметры, самородное золото, изотопный состав меди, россыпь реки Дунитовой, коренные источники, Гулинский массив, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь

DOI: 10.31857/S0869605524060017, **EDN:** NWQZKC

ВВЕДЕНИЕ

С уникальным Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской

платформы связаны крупные россыпные месторождения осмия и иридия с мелкими россыпями золота (Малич, Лопатин, 1997б, Малич, 1999; Лопатин, 2001; Сазонов и др., 2001). Подавляющее большинство минералов платиновой группы (МПП) из россыпей представлены идиоморфными кристаллами и агрегатами зерен, образованными Os-Ir твердыми растворами или минералами осмия, которые преобладают над Ru-Os сульфидами, Pt-Fe минералами и другими МПП. Минералы самородного золота состоят из индивидов и агрегатов зерен различной степени окатанности, среди которых доминирует (80%) электрум (Au,Ag) с содержанием серебра 20–60 мас. %. Электрум входит в состав монофазных и полифазных зерен, сложенных также самородным золотом (Au), тетрааурикупридом (AuCu) и аурикупридом (Cu₃Au).

Значительные прогнозные ресурсы благородных металлов (более 20 тонн) в комплексных золото-платиноидных россыпях Гулинского массива позволили расширить металлогенический потенциал Маймеча-Котуйской провинции (Малич и др., 1996; 1998; Malitch et al., 2002), традиционно перспективной на апатит-магнетитовые, флогопитовые руды, нефелиновое сырье и редкие металлы, ассоциирующие с ийолит-карбонатитовыми массивами данной провинции (Егоров, 1991). Ранее было показано (Балмасова и др., 1992; Малич, Рудашевский, 1992; Малич, 2021), что платиноидная минерализация генетически связана с дунитами и хромититами Гулинского массива. Вопрос о коренном источнике золота остается дискуссионным (Сазонов и др., 2001; Баданина и др., 2010; Когарко, Сенин, 2011; Малич и др., 2013; Рябчиков и др., 2016; Сорохтина и др., 2019; Sazonov et al., 2021).

Неотъемлемой частью исследований при выявлении условий образования благороднометалльной минерализации является установление статистических и индивидуальных особенностей морфологии, химического и изотопного состава, внутреннего строения МПП и минералов золота, включая наличие и состав микровключений. С целью выявления коренного источника золотой минерализации нами впервые приводятся результаты изучения морфологии, химического и изотопного состава минералов золота из аллювиальных отложений р. Дунитовой, расположенной в юго-западной части массива. Исследование является частью более масштабной задачи, направленной на выявление коренных источников и уточнения условий образования золотой и платиноидной минерализации Гулинского массива.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ И РАСПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ

В пределах Маймеча-Котуйской провинции, расположенной на севере Сибирской платформы, известно более 20 массивов, состоящих из различных ультраосновных, щелочно-ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов (Егоров, 1991; Kogarko et al., 1995; Малич, 1999). При этом, ультрамафиты (дуниты, хромититы, метадуниты, оливиниты, верлиты и клинопироксениты) резко преобладают над другими породами лишь в Гулинском и Бор-Урхском массивах. В других массивах ультрамафиты образованы преимущественно оливинитами (метадунитами), которые играют значительную (массивы Кугда и Одихинча) или резко подчиненную (массивы Маган, Немакит и др.) роль, встречаясь в виде «ксенолитов», представляющих собой дезинтегрированные и преобразованные метасоматическими процессами блоки более ранних ультраосновных тел.

Гулинский массив ультраосновных, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов обнаружен Ю.М. Шейнманном и П.С. Фоминым в 1943 году. Он контролируется Таймыро-Байкальской и Енисей-Котуйской палеорифтогенными структурами. По геолого-геофизическим данным, площадь Гулинского массива вместе с погребенной частью составляет около 2000 км². Форма ультрамафитового тела, по данным математического

моделирования материалов гравирозведки и данным бурения, пластинообразная (Малич, Лопатин, 1997а; 1997б) с погружением на северо-запад, в плане близкая эллипсу, длинная ось которого вытянута в северо-восточном направлении.

В строении Гулинского массива выделяется несколько фаз внедрения (Егоров, 1991; Kogarko et al., 1995; Малич, 1999): 1) дуниты и клинопироксениты Гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса, 2) мелилитовые породы, 3) якупирангиты-мельтейгиты и близкие к ним щелочные мафиты, 4) ийолиты и ийолит-пегматиты, 5) нефелиновые и щелочные эгириновые сиениты, 6) породы фоскоритовой серии и 7) карбонатиты, входящие в состав Маймеча-Котуйского ийолит-карбонатитового комплекса. В обнаженной части массив сложен, главным образом, дунитами, хромититами, верлитами и клинопироксенитами в составе Гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса (рис. 1). Преобладающие дуниты образуют в плане серповидное тело протяженностью около 30 км и шириной 10–15 км, занимая площадь около 450 кв. км. В юго-западной части они перекрыты толщей меймечитов – ультраосновных вулканитов маймечинской свиты, а в центральной – прорваны штокообразными телами Маймеча-Котуйского ийолит-карбонатитового комплекса площадью около 30 км² (рис. 1).

Основными россыпеобразующими структурами в Гулинском рудном районе являются долины рек и ручьев, дренирующих породы массива. Комплекс современных и верхнечетвертичных аллювиальных отложений рек Ингарингда, Сабыда, Гулэ, Селинга и их притоков осмиеносны и золотоносны на всем их протяжении (Малич и др., 1998; Лопатин, 2001; Сазонов и др., 2001). Продуктивны русловые и террасовые пласты. Наибольшее значение по количеству полезных компонентов имеют пласты террасового комплекса, в котором платиноидная и золотая минерализации сосредоточены в песчано-галечниковом глинистом с валунами слое, особенно в его нижней части, достигая наибольших концентраций на границе рыхлых отложений и плотика.

Представительная выборка минералов золота была взята для исследования при квартовании золотого концентрата, полученного в ходе поисково-оценочных работ Полярной поисковой партии Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции (НКГРЭ) и характеризующего продуктивный пласт четвертичных отложений реки Дунитовой (поисковая траншея 8), левого притока р. Гулэ (рис. 1, 2). Отметим, что продуктивный пласт россыпей рек Гулэ и Дунитовой приурочен как к современному галечному аллювию и аллювию каргинского возраста, так и к подрусловому элювию, иногда – к коллювиальному шлейфу. В тяжелой фракции аллювия рек Гулэ и Дунитовой преобладает магнетит (82%), хромшпинелид (7%), ильменит (5%), оливин (3.8%); в меньших количествах присутствуют (<1%): пироксен, апатит, циркон и пироклор, в знаковых: титанит, платиноиды, самородное золото, перовскит, гранат, пирит и рутил (Малич, 1999). При сравнении с составом тяжелой фракции остальных рек района наблюдается повышенное содержание магнетита и ильменита, при пониженном содержании хромшпинелида. Всего было изучено 58 зерен самородного золота.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Морфологические особенности минералов золота были изучены с помощью стереомикроскопа Leica M205C с цифровой камерой Leica DFC450 C и сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira LMS с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (ЦКП ИГГ УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург, аналитик Н.С. Чебыкин), используя комбинацию изображений во вторичных и обратно-рассеянных электронах. Размер зерен был измерен в трех направлениях. По самой

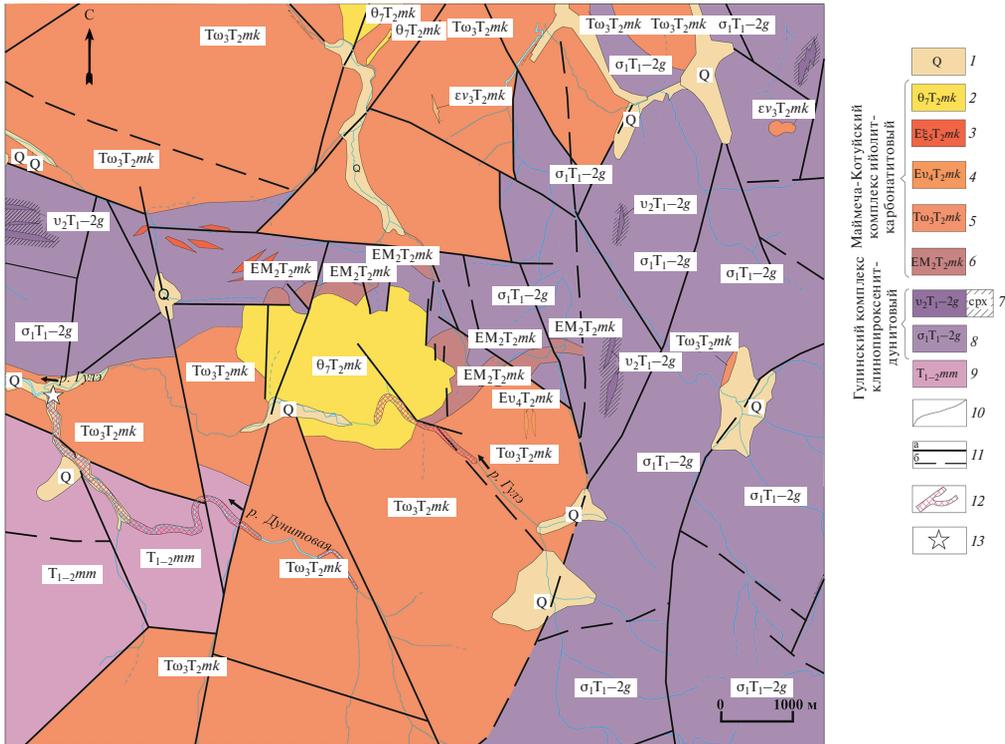


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами (составлена геологами Полярной партии Норильской КГРЭ).

1 – аллювиальные (русла, поймы и террасы), озерные и водно-ледниковые отложения; 2–5 – Маймеча-Котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс: 2 – карбонатиты седьмой фазы комплекса; 3 – нефелиновые и щелочные сиениты пятой фазы комплекса; 4 – биотит-пироксеновые ультрамафиты, малинниты и шонкиниты третьей фазы комплекса; 5 – меллитовые породы второй фазы комплекса; 6, 7 – Гулинский клинопироксенит-дунитовый комплекс: 6 – дуниты (первая фаза), 7 – клинопироксениты (вторая фаза); срх – метасоматические ореолы оливин-клинопироксенового состава (оливиновые клинопироксениты, верлриты, клинопироксеновые дуниты); 8 – меймечиты, лавобрекчии и туфы меймечитов, 9 – геологические границы; 10 – разломы (а – достоверные, б – предполагаемые); 11 – промышленные россыпи золота; 12 – место отбора образцов россыпного золота.

Fig. 1. Schematic geological map of the southern part of the Guli massif of ultramafic, alkaline rocks and carbonatites (compiled by geologists of the Polar Party of the Norilsk Integrated Geological Exploration Expedition).

1 – alluvial (channels, floodplains and terraces), lacustrine and fluvio-glacial deposits; 2–5 – Maimecha-Kotui ijolite-carbonatite complex: 2 – carbonatites of the seventh phase of the complex; 3 – nepheline and alkaline syenite of the fifth phase of the complex; 4 – biotite-pyroxene ultramafic rocks, malignite and shonkinite of the third phase of the complex; 5 – melilitite rock of the second phase of the complex; 6, 7 – Guli clinopyroxenite-dunite complex: 6 – dunite (first phase), 7 – clinopyroxenite (second phase); cpx – metasomatic halos composed of olivine-bearing clinopyroxenite, wehrlite, and clinopyroxene-bearing dunite; 8 – meimechite, lava breccias and meimechite tuffs, 9 – geological boundaries; 10 – faults (a – reliable, b – assumed); 11 – economic gold placers; 12 – sampling site for alluvial gold.

длинной оси зерна измеряли «длину» (Д), средняя по размеру ось, перпендикулярная «длине», соответствовала «ширине» (Ш), а короткая ось, перпендикулярная двум предыдущим, измеряли как «толщину» (Т). Эти размеры, выраженные как отношения ширины к длине и толщины к ширине, использовались с целью определения расстояния от коренного источника по методу, детально охарактеризованному в работах (Cailleux, Tricart, 1959; Héral et al., 1990). Для определения расстояния от коренного

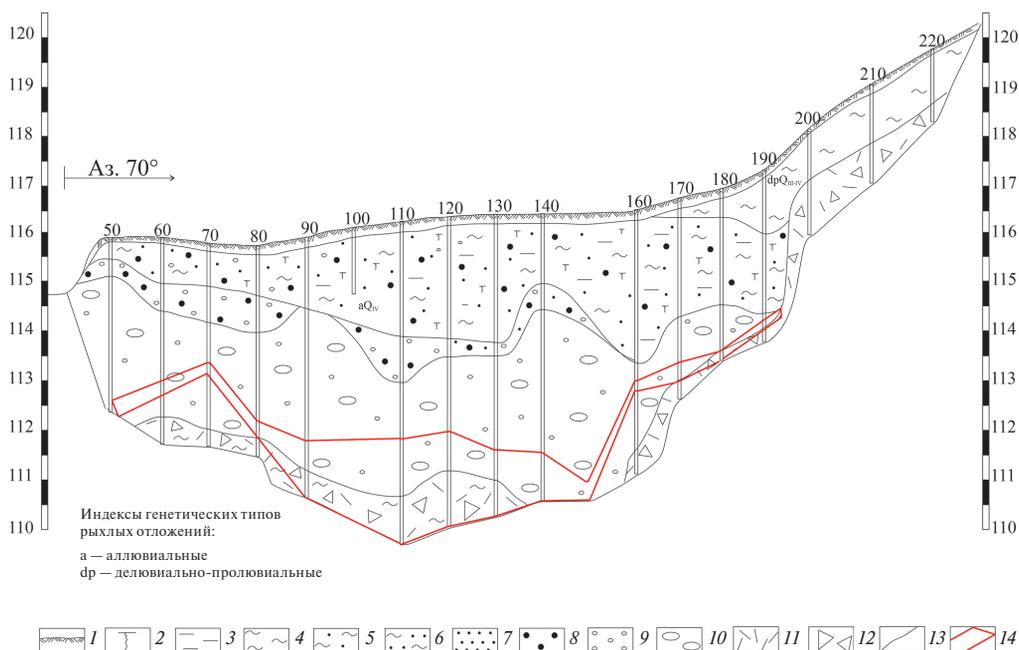


Рис. 2. Поперечный разрез по траншее № 8 через долину р. Дунитовой (составлена геологами Полярной поисковой партии Норильской КГРЭ).

1 – почвенно-растительный слой, 2 – торф, 3 – ил, 4 – глина, 5 – суглинок, 6 – супесь, 7 – песок, 8 – гравий, 9 – галька, 10 – валуны, 11 – дресва, 12 – щебень, 13 – границы генетических типов рыхлых отложений, 14 – продуктивный пласт.

Fig. 2. Cross section along trench # 8 through the Dunitovaya River valley (compiled by geologists of the Polar Party of the Noril'sk Integrated Geological Exploration Expedition).

1 – soil-vegetative layer, 2 – peat, 3 – silt, 4 – clay, 5 – loam, 6 – sandy loam, 7 – sand, 8 – gravel, 9 – pebbles, 10 – boulders, 11 – gruss, 12 – crushed stone, 13 – boundaries of genetic types of loose sediments, 14 – productive layer.

источника использовался коэффициент уплощения ($K_{упл}$) зерен, который определялся по формуле: $K_{упл} = (D + Ш) / 2T$ (Loen, 1995). Измерение расстояния (P) от коренного источника (в км) для каждого зерна осуществляли по формуле $P = 1.2833 + (K_{упл} - 0.57662) + (K_{упл}^2 \times 0.31718)$, которая была обоснована в (Cailleux, Tricart, 1959; Héral et al., 1990). Классификация морфологии зерен в координатах сферичность – округлость приведена по схеме, предложенной в работе (Krumbein, Sloss, 1963).

Минералы золота были разделены на шесть фракций крупности (0.125–0.25, 0.25–0.5, 0.5–1.0, 1–2, 2–4 мм, > 4 мм соответственно), после чего зерна каждой фракции смонтированы в эпоксидной смоле и приполированы наполовину. Химический состав минералов золота изучен с использованием рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) при помощи CAMECA SX 100 с пятью волновыми спектрометрами (ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», аналитик В.А. Булатов). В качестве стандартных образцов использовались чистые металлы Au, Ag, Pd, Co, Ni, Pb, халькопирит ($CuFeS_2$) и сплав HgTe. При проведении количественных анализов были использованы следующие рентгеновские спектральные линии: AuMa, AgLa, HgMa, PdLβ, PbMa, NiKa, FeKa, CuKa, CoKa, SKa. Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов – 10–40 нА, пространственное разрешение анализа составляло 1–2 мкм. Всего выполнено 498 анализов.

Результаты определения изотопного состава меди для Cu-содержащих минералов золота были получены в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН. Методика определения изотопного состава меди включала в себя селективное хроматографическое выделение Cu из раствора исследуемого образца самородного золота с последующим определением изотопного отношения $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ на ThermoFisher Neptune Plus MC ICP-MS. Детальное описание методики представлено в работе (Okuneva et al., 2022). Для хроматографического выделения чистой фракции Cu использовалась ионообменная смола AG MP-1 (Bio-Rad inc., США) (Maréchal, Albarède, 2002); схема выделения аналита описана в (Okuneva et al., 2022). Измерение изотопных отношений $^{65}\text{Cu} / ^{63}\text{Cu}$ в аналитической фракции меди проведено методом окаймляющего стандарта (брекетинга) на масс-спектрометре Neptune Plus, с использованием международного стандарта изотопного состава меди NIST SRM 976 при следующей последовательности операций: холостой опыт (3 %-ный раствор HNO_3) → стандарт NIST SRM 976 → исследуемый образец золота (3 %-ный азотнокислый раствор минерала) → стандарт NIST SRM 976. Каждое единичное измерение изотопного состава Cu состояло из 60 циклов, полученных при восьмисекундной интеграции с измерением базовой линии в течение 30 с. Значение $\delta^{65}\text{Cu}$ вычислялось как $(^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{образец}} / (^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{стандарт}} - 1 \times 1000\text{‰}$; точность определения составляла $\pm 0.14\text{‰}$ (2σ). Для контроля всей аналитической процедуры и оценки правильности определения $\delta^{65}\text{Cu}$ использованы международные стандартные образцы горных пород USGS AGV-2 и BHVO-2; измеренные значения $\delta^{65}\text{Cu}$ составили для них 0.14 ± 0.04 (2SD, $n = 5$) и $0.12 \pm 0.04\text{‰}$ (2SD, $n = 5$) соответственно, что удовлетворительно согласуется с данными, представленными в базе GeoRem. Всего выполнено 5 анализов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гранулометрический состав россыпного золота р. Дунитовой характеризуется шестью классами крупности (табл. 1). Распространенность фракций крупности в порядке убывания следующая (в мм): от 0.5 до 1.0 (43.1%), от 0.25 до 0.5 (31.1%), от 1 до 2 (15.5%), от 2 до 4 (6.9%), от 0.125 до 0.25 (1.7%) и более 4 (1.7%). Таким образом, преобладают зерна с размером от 0.25 до 1 мм (около 74%).

Цвет россыпного золота варьирует от светло-желтого до темно-желтого, в подчиненном количестве присутствуют зерна, для которых характерен желто-красный оттенок, обусловленный примесью меди в золоте.

Морфологические особенности. Россыпное золото р. Дунитовой характеризуется весьма разнообразной формой. Чаще присутствуют кристалломорфные, шарообразные, изометричные, удлиненные и пластинчатые зерна, а также отдельные зерна брусковидного, губчатого, дендритовидного, дисковидного и более сложного облика. Многие зерна самородного золота, несмотря на их различный облик, имеют реликты

Таблица 1. Гранулометрические данные для зерен самородного золота из россыпи р. Дунитовой
Table 1. Granulometric data for gold grains from placer deposit of the Dunitovaya River

Фракция крупности, мм	От 0.125 до 0.25	От 0.25 до 0.5	От 0.5 до 1.0	От 1 до 2	От 2 до 4	>4	Всего ...
Количество зерен	1	18	25	9	4	1	58
Процентное соотношение, %	1.72	31.03	43.10	15.52	6.90	1.72	100

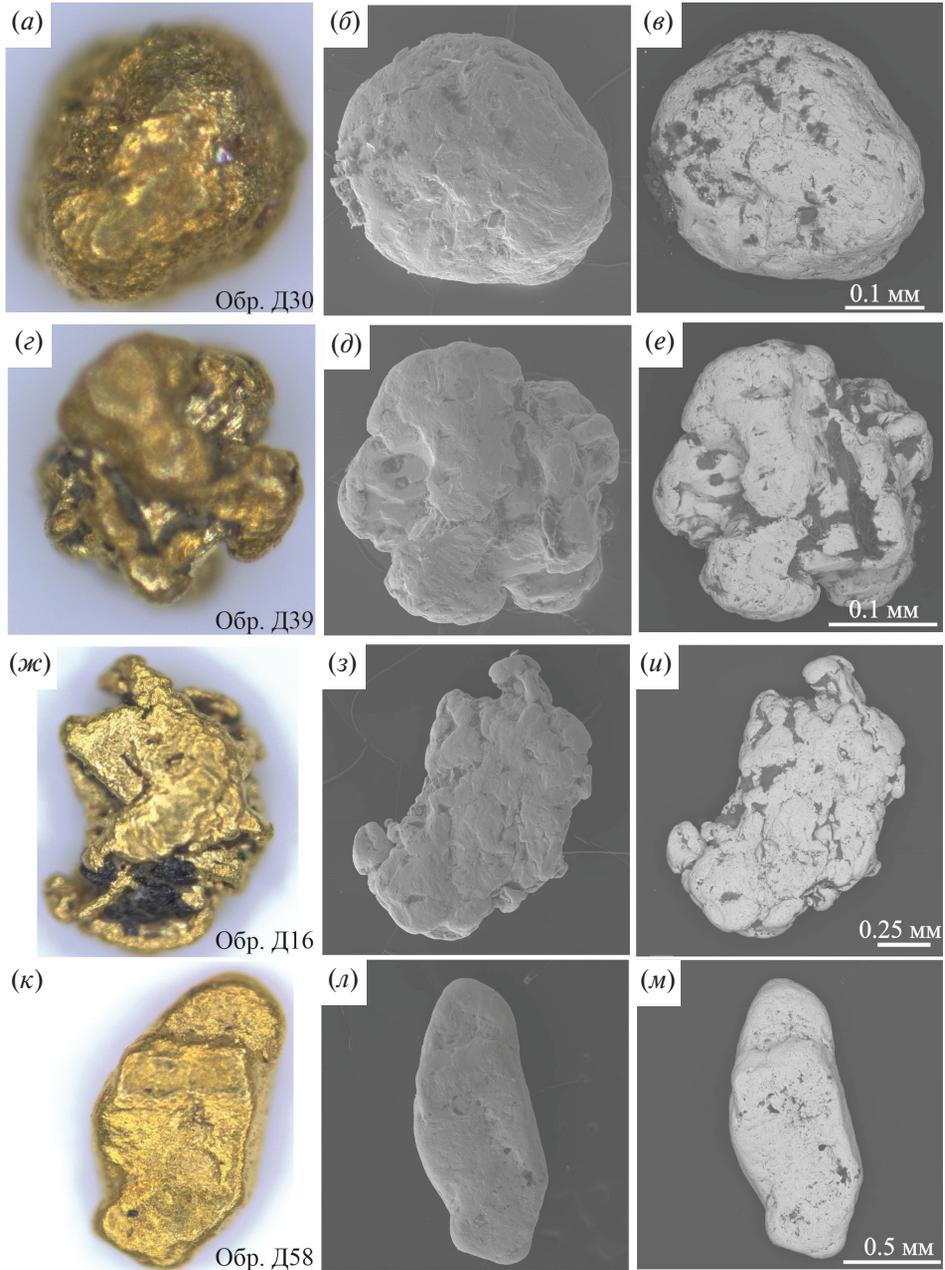


Рис. 3. Характерные особенности морфологических разновидностей зерен россыпного золота реки Дунитовой.

a, б, в – каплевидно-округлые (обр. Д30), *z, д, е* – комковатые (обр. Д39), *ж, з, е* – уплощенно-комковатые (обр. Д16), *к, л, м* – пластинчатые (обр. Д58). Изображения: (*a, z, ж, к*) – под биноклем, (*б, д, з, л*) – во вторичных электронах, (*в, е, и, м*) – в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом.

Fig. 3. Typical features of alluvial gold grains within morphological varieties from placer deposit of the Dunitovaya River.

a, б, в – drop-shaped-rounded (sample D30), *z, д, е* – lumpy (sample D39), *ж, з, е* – flattened-lumpy (sample D16), *к, л, м* – lamellar (sample D58). Images: (*a, z, ж, к*) under a binocular, (*б, д, з, л*) – in secondary electrons, (*в, е, и, м*) – in back-scattered electrons with compositional contrast.

кристаллических граней. Встречаются «оклепанные» зерна, имеющие лепешковидную форму с загнутыми вверх краями пластинок.

Всё разнообразие встречаемых форм самородного золота было сгруппировано в составе четырех основных морфологических типов (рис. 3): каплевидно-округлого, комковатого, уплощенно-комковатого и пластинчатого. К каплевидно-округлым разновидностям были отнесены наиболее округлые по форме зерна со слабо шагрeneвым, мелкоячеистым рельефом поверхности (рис. 3, *a*, рис. 5, обр. Д15, Д30, Д42). Преобладающими формами зерен среди них являются каплевидные, шарообразные, идиоморфные и некоторые другие, в плане близкие к форме круга. Комковатые зерна внешне похожи на каплевидно-округлые, но обладают более сложными очертаниями (рис. 3, *б*; рис. 5, обр. Д8, Д20, Д41); для них типичен средне-шагрeneвый рельеф. Уплощенно-комковатые зерна характеризуются овальной формой, часто они заметно вытянуты и приплюснуты. Для них типичен рельеф поверхности от грубо-шагрeneвой до пупырчатой (рис. 3, *в*; рис. 5, обр. Д38, Д48, Д57). Пластинчатые зерна, как правило, наиболее тонкие. Они обладают пластинчатой, чешуйчатой, дисковидной и некоторыми другими формами, с рельефом поверхности не отличимой от таковой для уплощенно-комковатых зерен (рис. 3, *г*; рис. 5, обр. Д56).

Частота встречаемости зерен золота по вышеназванным морфологическим типам составила (в %) 31.0, 24.2, 22.4 и 22.4 соответственно. Основные морфометрические параметры [длина (D), ширина ($Ш$) и толщина (T), коэффициент уплощенности ($K_{упл}$), коэффициент удлиненности ($K_{удл}$), средний размер (Q), гидравлическая крупность (ГК)], P – расстояние до коренного источника и среднестатистические характеристики химического состава для каждого из 58 изученных зерен приведены в табл. 2. Для каплевидно-округлых, комковатых и уплощенно-комковатых разновидностей зерен средние значения коэффициента уплощенности и коэффициента удлиненности изменяются соответственно в пределах от 1.8 до 2.5 и от 2.1 до 3.0, увеличиваясь в зернах золота пластинчатого типа до 3.7 и 4.0 соответственно. Подавляющая часть зерен золота р. Дунитовой имеет средний размер Q [$Q = (D + Ш + T) / 3$] от 0.23 до 0.72 мм. Всего пять зерен золота характеризуются значениями Q в диапазоне от 1.78 до 3.13; для четырех зерен значения Q находятся в пределах 0.12–0.19 (табл. 2). При изучении крупности золотин на основе морфогранулометрических замеров существует возможность обосновать на цифровой основе интегральный показатель, характеризующий миграционную способность частиц – гидравлическую крупность (ГК) золотин или скорость свободного падения частиц (см/с) в стоячем столбе воды (Баранников, 2021). Среднее расчетное значение ГК для каплевидно-округлых, комковатых, уплощенно-комковатых и пластинчатых зерен в пределах погрешности совпадает, составляя 26 ± 12 , 31 ± 17 , 19 ± 9 и 19 ± 10 см/с соответственно (табл. 2).

Форму зерен также определяли по ее сферичности (т.е., вытянутости) и округлости (т.е., окатанности). Большинство изученных зерен характеризуются значениями сферичности (C) в интервале 0.3–0.7 ($C = 0.5$, 54%; $C = 0.7$, 22%; $C = 0.3$, 19%); подчиненная выборка зерен обладает значением сферичности 0.9 ($C = 0.9$; 5% (рис. 4, *a*). При этом значения округлости (O) для большинства зерен золота находятся в диапазоне 0.5–0.9 ($O = 0.7$, 40%; $O = 0.5$, 26%; $O = 0.9$, 19%), при подчиненной роли зерен со значениями $C = 0.3$ (12%) и $C = 0.1$ (3%) (рис. 4, *б*).

Представление о морфологическом разнообразии зерен золота в координатах сферичность – округлость дано на рис. 5. Отметим, что наибольшим распространением (30 зерен из 58) обладают средневтянутые зерна (с коэффициентом сферичности 0.5), которые при этом слабо-, средне-, хорошо- или сильноокатаны (коэффициент округлости составляет соответственно 0.3, 0.5, 0.7 и 0.9).

Таблица 2. Морфометрические параметры и средние химические составы (мас. %) зерен золота различных морфологических разновидностей из россыпи р. Дунитовой

Table 2. Morphometric parameters and average chemical compositions (wt %) of gold grains of various morphological varieties from placer deposit of the Dunitovaya River

№ зерна	Размеры, мм			K _{зол}	K _{упл}	Q, мм	ГК, см/с	P, км	Au	Ag	Cu	Сумма	П	n
	Д	Ш	Т											
Каплевидно-округлые (n = 18)														
Д1	0.17	0.14	0.06	2.83	2.58	0.12	7	5.4	71.62	29.01	<п.о.	100.63	712	10
Д3	0.45	0.30	0.15	3.00	2.50	0.30	16	5.2						
Д5	0.33	0.25	0.14	2.36	2.07	0.24	12	4.1						
Д7	0.47	0.38	0.20	2.35	2.13	0.35	24	4.3						
Д13	0.65	0.53	0.40	1.63	1.48	0.53	28	2.9	66.84	32.51	<п.о.	99.35	673	4
Д15	1.00	0.60	0.40	2.50	2.00	0.67	37	4.0	74.71	2.10	23.43	100.24	745	8
Д17	0.60	0.50	0.45	1.33	1.22	0.52	41	2.4						
Д19	1.00	0.75	0.54	1.85	1.62	0.76	42	3.2	75.27	25.25	<п.о.	100.52	749	8
Д25	0.30	0.20	0.18	1.67	1.39	0.23	12	2.7	94.15	5.02	<п.о.	99.17	949	2
Д27	0.34	0.20	0.18	1.89	1.50	0.24	12	2.9	76.23	22.94	<п.о.	99.17	769	5
Д30	0.38	0.30	0.29	1.31	1.17	0.32	21	2.3	88.00	12.07	0.02	100.09	879	6
Д32	0.28	0.20	0.20	1.40	1.20	0.23	30	2.4						
Д33	0.47	0.40	0.34	1.38	1.28	0.40	25	2.5	72.92	26.73	<п.о.	99.65	731	5
Д34	0.48	0.38	0.23	2.09	1.87	0.36	14.5	3.7						
Д42	0.62	0.58	0.32	1.94	1.88	0.51	40	3.7	77.72	22.89	0.01	100.62	773	7
Д43	0.60	0.30	0.30	2.00	1.50	0.40	30	2.9	77.75	0.22	23.09	101.06	769	9
Д49	0.75	0.35	0.25	3.00	2.20	0.45	26	4.4						
Д55	1.20	0.82	0.45	2.67	2.24	0.82	45	4.5	85.36	15.24	0.14	100.74	848	4
Среднее	0.56	0.40	0.27	2.07	1.77	0.41	25.7	3.5	78.23	17.63	4.24	100.16	782	
СО	0.28	0.19	0.12	0.57	0.45	0.19	11.9	1.0	7.92	11.35	9.40	0.68	80	
Комковатые (n = 14)														
Д2	0.50	0.37	0.20	2.50	2.18	0.36	21	4.4	94.80	3.76	<п.о.	98.56	962	6
Д8	0.60	0.50	0.34	1.76	1.62	0.48	27	3.2						
Д10	0.65	0.40	0.24	2.71	2.19	0.43	22.5	4.4						
Д12	0.90	0.60	0.45	2.00	1.67	0.65	31	3.3	74.92	25.71	0.01	100.64	745	11

Продолжение табл. 1

№ зерна	Размеры, мм			K _{удл}	K _{пл}	Q, мм	ГК, см/с	P, км	Au	Ag	Cu	Сумма	П	n
	Д	Ш	Т											
Д14	0.60	0.54	0.40	1.50	1.43	0.51	26	2.8	74.66	1.25	23.79	99.70	749	13
Д20	2.40	1.67	1.40	1.71	1.45	1.82	82		82.66	14.90	2.46	100.02	826	10
Д22	3.30	1.40	0.65	5.08	3.62	1.78	36		94.06	4.43	0.88	99.37	947	12
Д23	3.90	2.44	0.35	11.14	9.06	2.23	22.5	—	63.98	36.06	0.38	100.42	637	10
Д24	5.30	2.90	1.20	4.42	3.42	3.13	50		72.54	27.72	<п.о.	100.26	724	13
Д31	0.45	0.39	0.30	1.50	1.40	0.38	20	2.7	87.53	5.71	7.00	100.24	873	11
Д36	0.30	0.25	0.25	1.20	1.10	0.27	14	2.2	89.69	10.36	<п.о.	100.05	896	7
Д39	0.25	0.20	0.10	2.50	2.25	0.18	22.5	4.6	90.16	6.05	3.63	99.84	903	10
Д41	0.54	0.50	0.34	1.59	1.53	0.46	21	3.0	92.54	7.47	<п.о.	100.01	925	6
Д45	0.80	0.60	0.40	2.00	1.75	0.60	32	3.4	66.17	33.52	0.16	99.85	663	6
Среднее	1.46	0.91	0.47	2.97	2.47	0.95	30.5	3.4	81.98	14.75	3.19	99.83	821	—
СО	1.60	0.86	0.35	2.60	2.03	0.91	17.2	0.8	11.14	12.51	6.83	0.62	113	—
Уплотненно-комковатые (n = 13)														
Д6	0.50	0.40	0.24	2.08	1.88	0.38	17	3.7	—	—	—	—	—	—
Д11	0.62	0.45	0.30	2.07	1.78	0.46	26	3.5	97.29	2.34	0.49	100.12	972	7
Д16	1.20	0.65	0.40	3.00	2.31	0.75	31	4.7	80.23	20.90	<п.о.	101.13	793	5
Д26	0.25	0.20	0.13	1.92	1.73	0.19	10	3.4	66.45	33.27	<п.о.	99.72	666	7
Д28	0.20	0.15	0.15	1.33	1.17	0.17	7	2.3	97.80	2.65	<п.о.	100.45	974	5
Д29	0.58	0.26	0.24	2.42	1.75	0.36	14	3.4	75.42	24.65	<п.о.	100.07	754	7
Д37	0.40	0.30	0.25	1.60	1.4	0.32	19	2.7	81.35	18.37	<п.о.	99.72	816	8
Д38	0.35	0.20	0.18	1.94	1.53	0.24	23	3.0	87.16	12.06	<п.о.	99.22	878	4
Д44	0.90	0.60	0.20	4.50	3.75	0.57	11	8.9	74.49	26.35	0.08	100.92	738	4
Д48	0.83	0.45	0.19	4.37	3.37	0.49	16	7.7	86.62	13.73	<п.о.	100.35	863	5
Д52	0.85	0.64	0.20	4.25	3.73	0.56	16	8.8	95.90	5.38	<п.о.	101.28	947	5
Д54	1.05	0.58	0.30	3.50	2.72	0.64	25	5.8	95.51	5.52	<п.о.	101.03	945	5
Д57	1.10	0.45	0.42	2.62	1.85	0.66	36	3.6	81.42	19.49	<п.о.	100.91	807	5
Среднее	0.68	0.41	0.23	2.74	2.23	0.45	19.3	4.7	84.97	15.39	0.05	100.41	846	—
СО	0.33	0.18	0.11	1.09	0.88	0.19	8.5	2.3	10.21	10.12	0.14	0.66	101	—

Окончание табл. 1

№ зерна	Размеры, мм			К _{удл}	К _{удл}	Q, мм	ГК, см/с	P, км	Au	Ag	Cu	Сумма	П	n
	Д	Ш	Т											
Пластинчатые (n = 13)														
Д4	0.68	0.54	0.1	1.92	6.10	0.44	13	(18.6)	70.60	28.88	0.29	99.77	708	4
Д9	0.78	0.60	0.17	4.59	4.06	0.52	11.5	10.0	87.96	12.03	0.02	100.01	880	5
Д18	1.40	0.70	0.40	3.5	2.63	0.83	27	—	73.53	26.77	0.09	100.39	732	5
Д21	3.00	2.00	0.35	8.57	7.14	1.78	22.5	—	91.15	9.21	<п.о.	100.36	908	16
Д35	0.42	0.34	0.10	4.20	3.80	0.29	11	9.1	63.34	35.90	<п.о.	99.24	638	6
Д40	0.56	0.50	0.25	2.24	2.12	0.44	16	4.3	90.43	8.58	<п.о.	99.01	913	6
Д46	0.90	0.50	0.24	3.75	2.92	0.55	14	6.3	70.19	29.13	0.09	99.41	706	5
Д47	0.60	0.40	0.20	3.00	2.50	0.40	10	5.2	—	—	—	—	—	—
Д50	0.72	0.40	0.30	2.40	1.87	0.47	21	3.7	88.02	11.34	<п.о.	99.36	886	6
Д51	0.61	0.54	0.19	3.21	3.03	0.45	13	6.6	80.95	17.43	1.48	99.86	811	10
Д53	0.80	0.70	0.10	8.00	7.50	0.53	11	(26.1)	88.00	10.41	1.85	100.26	878	11
Д56	1.22	0.44	0.35	3.49	2.37	0.67	36	4.9	96.29	4.40	<п.о.	100.69	956	4
Д58	1.20	0.60	0.35	3.43	2.57	0.72	38	5.4	84.40	16.35	<п.о.	100.75	838	4
Среднее	0.99	0.64	0.24	4.02	3.74	0.62	18.8	6.2	82.07	17.54	0.32	99.93	821	—
СО	0.67	0.42	0.10	2.04	1.93	0.38	9.6	2.1	10.28	10.13	0.64	0.58	101	—

Примечание. Д – длинная ось зерна, по которой измеряли «длину», Ш – средняя по размеру ось зерна, перпендикулярная «длине», по которой измеряли «ширину», Т – короткая ось, перпендикулярная двум предыдущим, по которой измеряли «толщину». К_{удл} – коэффициент удлинения равен отношению длины к толщине, К_{пл} – коэффициент уплощения равен (Д + Ш) / (2 × Т), Q – средний размер зерна равен (Д + Ш + Т) / 3, GK – гидравлическая крупность, значение GK рассчитано по палетке с учетом данных Q и K_{удл} по (Баранников, 2021), n – количество анализов, П – пробыность (Au_{мас.%} / (Au + Ag + Cu)_{мас.%} × 1000), СО – стандартное отклонение, P – расстояние до коренного источника для каждого зерна рассчитано по формуле $P = 1.2833 + (K_{удл} - 0.57662) + (K_{удл} \times K_{удл} \times 0.31718)$ (Сайлех, Трисат, 1959; Négal et al., 1990). <п.о. – ниже предела обнаружения. Для зерен Д3, Д5, Д6, Д7, Д8, Д10, Д17, Д32, Д34, Д47 и Д49 средний химический состав в таблице не приводится так как эти зерна характеризуются неоднородным составом; особенности состава этих зерен приведены в табл. 3, 4 и рис. 7, 8, 10.

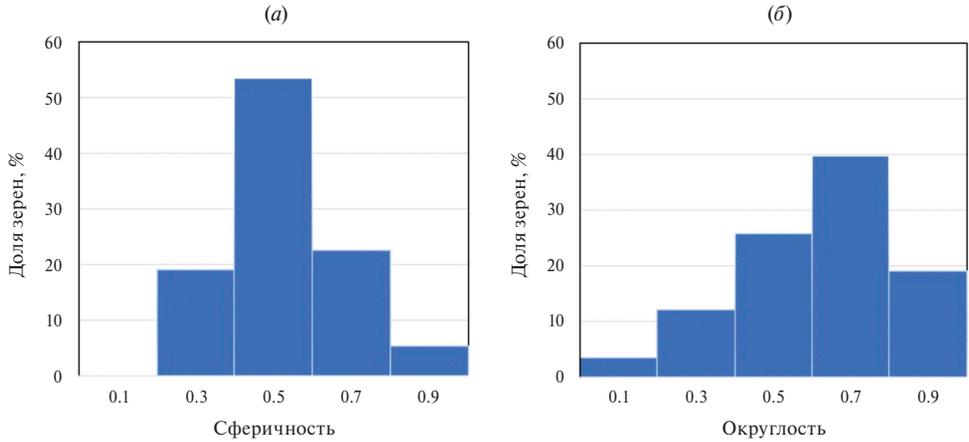


Рис. 4. Частота встречаемости значения сферичности (а) и округлости (б) для зерен россыпного золота р. Дунитовой.

Fig. 4. Histogram of roundness (a) and sphericity (b) values for gold grains from placer deposit of the Dunitovaya River.

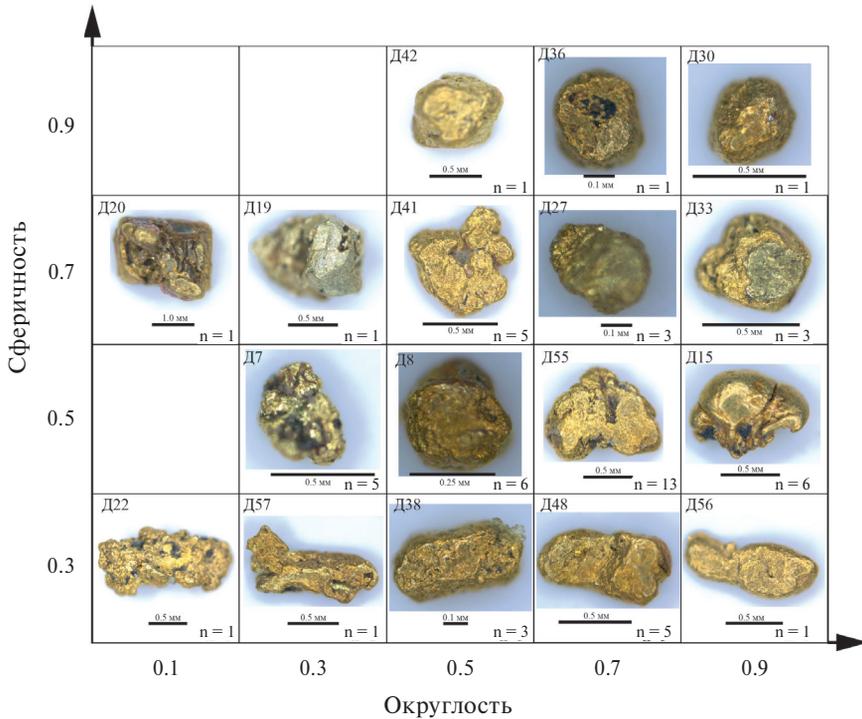


Рис. 5. Диаграмма в координатах сферичность – округлость для 58 зерен россыпного золота р. Дунитовой. Цифры в левом верхнем углу каждого квадрата соответствуют номерам изученных образцов, n – количество зерен.

Fig. 5. Diagram in coordinates sphericity – roundness for 58 gold grains from placer deposit of the Dunitovaya River. Numbers in the upper left corner of each square correspond to numbers of the studied samples, n – quantity of grains.

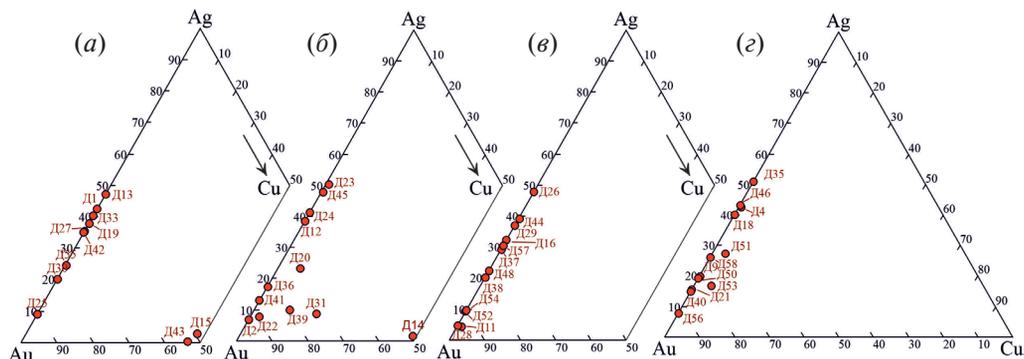


Рис. 6. Средние химические составы однородных зерен золота каплевидно-округлого (а), комковатого (б), уплощенно-комковатого (е) и пластинчатого (з) морфологических типов из россыпи р. Дунитовой в координатах Ag-Au-Cu (ат. %). Номера зерен соответствуют таковым в табл. 2.

Fig. 6. Average chemical compositions of homogeneous gold grains within drop-shaped-rounded (a), lumpy (б), flattened-lumpy (е) and lamellar (з) morphological types from placer deposit of the Dunitovaya River in Ag-Au-Cu coordinates (at. %). Grain numbers correspond to those in Table. 2.

Минеральные ассоциации самородного золота и особенности их химического состава. По внутреннему строению изученные зерна золота подразделяются на однородные и гетерогенные. Первые состоят из одного минерала, который характеризуется однородным химическим составом. Ко вторым нами отнесены зерна, состоящие из (1) нескольких минералов [например, электрума (Au, Ag), тетрааурикуприда (AuCu), аурикуприда (Cu₃Au)] или (2) электрума с сильно варьирующим составом (например, от Au-содержащего серебра до Ag-содержащего золота). Среди однородных по составу образцов доминируют природные Ag-Ag сплавы (44 из 47 зерен) над единичными зернами (обр. Д14, Д15, Д43) тетрааурикуприда (табл. 2, рис. 6, а, б). Природные Au-Ag сплавы содержат переменные концентрации золота (39.58–97.80 мас. %) и серебра (2.34–58.83 мас. %); для большинства зерен золота содержание меди не установлено (при пределе обнаружения в 100 ppm) или ее наличие варьирует в интервале от 0.01 до 1.84 мас. % (табл. 2). Данные природные сплавы образуют непрерывный ряд твердых растворов (рис. 6), что характерно для природных соединений в системе Au-Ag (Спиридонов, 2010). В нескольких случаях краевые части образцов, образованные вторичными оторочками шириной 3–10 микрон, состоят из гипергенного самородного золота. Другие образцы представлены природными сплавами системы Au-Ag-Cu, где образцы Д20, Д39 и Д31 (табл. 2, рис. 6, б) характеризуются содержаниями Au (82.66, 90.16 и 87.53 мас. %), Ag (14.90, 6.05 и 5.71 мас. % соответственно) и Cu (2.46, 3.63 и 7.00 мас. % соответственно). Данные природные сплавы в формульном выражении могут быть представлены как Au_{0.70}Ag_{0.23}Cu_{0.07}, Au_{0.80}Cu_{0.10}Ag_{0.10} и Au_{0.73}Cu_{0.18}Ag_{0.09}.

Пробность самородного золота для однородных по составу зерен варьирует в диапазоне от 637 до 974 (табл. 2). Для каплевидно-округлых зерен вариации и среднее значение пробности золота составляют соответственно 673–949 и 782±80, для комковатых – 637–962 и 821±113, для уплощенно-комковатых – 666–972 и 846±101, для пластинчатых – 638–956 и 821±101 (табл. 2). Таким образом, вариации пробности самородного золота для зерен различных морфологических разновидностей близки, с незначительным увеличением среднего значения пробности золота от каплевидно-округлых к уплощенно-комковатым зернам.

Из одиннадцати гетерогенных зерен самородного золота семь представлены каплевидно-округлыми разновидностями, два – комковатыми и по одному

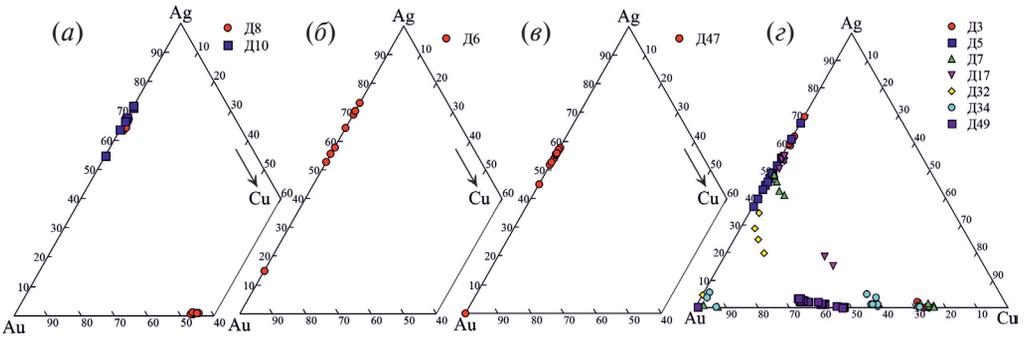


Рис. 7. Химические составы гетерогенных зерен золота комковатого (а), уплощенно-комковатого (б), пластинчатого (е) и каплевидно-округлого (з) морфологических типов из россыпи р. Дунитовой в координатах Ag-Au-Cu (ат. %). Номера зерен соответствуют таковым в табл. 2.

Fig. 7. Chemical compositions of heterogeneous gold grains from lumpy (a), flattened-lumpy (b), lamellar (e) and drop-shaped-rounded (z) morphological types from placer deposit of the Dunitovaya River in Ag-Au-Cu coordinates (at. %). Grain numbers correspond to those in Table. 2.

Таблица 3. Химический (мас. %) и Cu-изотопный ($\delta^{65}\text{Cu}$) состав россыпного золота р. Дунитовой

Table 3. Chemical (wt %) and Cu-isotope ($\delta^{65}\text{Cu}$) data for gold grains from placer deposit of the Dunitovaya River

№ ан.	№ образца, рисунок	Минеральная ассоциация, минерал	Au	Ag	Cu	Сумма	П	n	$\delta^{65}\text{Cu}$
1	Д7, рис. 5, 7, з, 8, а	Электрум	65.43	33.60	1.28	100.31	652	7	-0.25
		Аурикуприд	50.91	0.87	48.32	100.09	509	7	
		Самородное золото	98.33	0.33	1.57	100.23	981	2	
2	Д8, рис. 5, 7, а, 8, б	Электрум	48.47	51.25	0.38	100.10	484	4	0.11
		Тетрааурикуприд	72.14	0.75	27.41	100.30	719	9	
3	Д14, рис. 6, б	Тетрааурикуприд	74.66	1.25	23.79	99.70	749	13	-0.59
4	Д45, рис. 6, б	Электрум	66.17	33.52	0.16	99.85	663	6	0.00
5	Д53, рис. 6, з	Самородное золото	88.00	10.41	1.85	100.26	878	11	-0.45

Примечание. П – пробность; рассчитана по формуле $(\text{Au}_{\text{мас. \%}} / (\text{Au} + \text{Ag} + \text{Cu})_{\text{мас. \%}} \times 1000)$; n – количество анализов.

зерну – уплощенно-комковатыми и пластинчатыми разновидностями. Особенности химического состава гетерогенных зерен золота представлены на рис. 7. Каплевидно-округлые зерна обладают наиболее разнообразным видовым составом минералов золота (например, Au-содержащее серебро (Ag, Au), электрум (Au, Ag), самородное золото Au, неназванный минерал Au_2Cu , тетрааурикуприд AuCu и аурикуприд Cu_3Au) (рис. 7, з). Комковатые зерна образованы Au-содержащим серебром (Ag, Au) и тетрааурикупридом (рис. 7, а), зерна золота уплощенно-комковатого и пластинчатого типа – Au-содержащим серебром, электрумом и самородным золотом (рис. 7, б, 7, е). Особенности их внутреннего строения и химического состава будут рассмотрены нами детально в другой публикации.

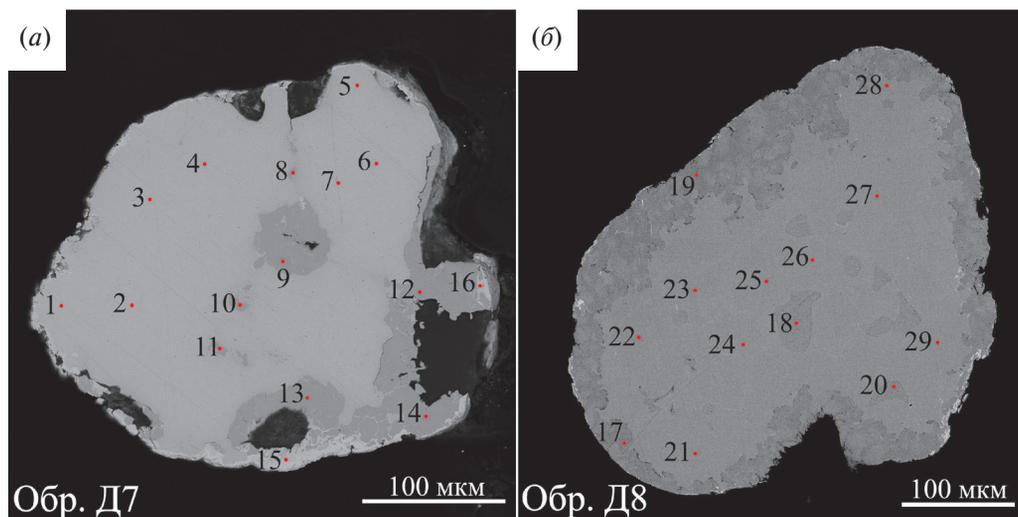


Рис. 8. Внутреннее строение гетерогенных зерен золота из россыпи р. Дунитовой: (а) обр. Д7, (б) обр. Д8. Точки с цифрами 1–29 – места проведения рентгеноспектральных микроанализов, соответствующие такому номерам в табл. 4. (Au, Ag) – электрум, Au – самородное золото, AuCu – тетрааурикуприд, Cu₃Au – аурикуприд. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 8. Heterogeneous gold grains from placer deposit of the Dunitovaya River: (a) sample D7, (b) sample D8. Points with numbers 1–29 denote areas of electron microprobe analyses (EMPA) corresponding to the same numbers in Table 4. (Au, Ag) – electrum, Au – native gold, AuCu – tetraauricupride, Cu₃Au – auricupride. BSE images.

Си-изотопные данные. Результаты изучения изотопного состава меди для минералов золота представлены в табл. 3. Гомогенные по составу зерна представлены электрумом (обр. Д45), самородным золотом (обр. Д53) и тетрааурикупридом (обр. Д14). Концентрация меди в электруме и самородном золоте изменяется в пределах 0.16–1.85 мас. % Си; значения δ⁶⁵Си для данных минералов находятся в диапазоне от –0.59 до –0.45‰ (табл. 3), Среднее содержание меди в образце тетрааурикуприда составляет 23.79±2.67 мас. %, значение δ⁶⁵Си = –0.30±0.14‰ (табл. 3). Гетерогенные зерна (обр. Д7 и Д8) представлены минеральными ассоциациями самородного золота, электрума, тетрааурикуприда и аурикуприда (рис. 8, а, б; табл. 4). В данных минералах содержание меди находится в диапазоне от 0.13–3.43 мас. % в электруме до 43.89–50.90 мас. % в аурикуприде; значения δ⁶⁵Си для гетерогенных зерен золота варьируют от –0.25 до 0.11‰ (табл. 3).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Генетические ограничения на происхождение минералов золота по морфометрическим и минералогическим данным

Форма зерен определяется их видом, сферичностью, степенью окатанности и характерными особенностями поверхности. Морфометрические параметры изученных зерен золота, обобщенные в табл. 2, позволили выявить следующие закономерности. Характер зависимости между крупностью золота и окатанностью характеризуется следующими параметрами: корреляционная зависимость между гидравлической крупностью и фракцией крупности слабая (коэффициент корреляции 0.45), между фракцией крупности и коэффициентом уплощенности – слабая (0.39), между

Таблица 4. Представительные рентгеноспектральные микроанализы минералов золота из гетерогенных зерен Д7 и Д8 р. Дунитовой

Table 4. Representative electron microprobe (WDS) analyses of gold minerals from composite grains D7 and D8 of the Dunitovaya River

№ анализа	Минерал	Au, мас. %	Ag, мас. %	Cu, мас. %	Сумма	П	Au, ат. %	Ag, ат. %	Cu, ат. %
Зерно Д7 (рис. 5, 7, з, 8, а, 10, а)									
1	Электрум	65.28	34.75	0.38	100.41	650	50.25	48.84	0.91
2		67.48	30.19	2.39	100.06	674	51.90	42.40	5.70
3		66.10	32.75	1.31	100.16	660	50.86	46.02	3.12
4		67.59	29.77	3.43	100.79	671	50.98	41.00	8.02
5		60.07	39.54	0.52	100.13	600	44.87	53.93	1.20
6		65.81	33.90	0.49	100.20	657	50.93	47.90	1.17
7		65.69	34.33	0.41	100.43	654	50.67	48.35	0.98
8	Аурикулрид	53.32	1.43	44.95	99.70	535	27.31	1.34	71.35
9		49.29	0.55	50.78	100.62	490	23.74	0.48	75.78
10		50.64	0.73	48.74	100.11	506	24.94	0.66	74.40
11		55.47	0.82	43.89	100.18	554	28.74	0.78	70.48
12		48.50	0.51	50.90	99.91	485	23.41	0.45	76.14
13		49.01	0.27	50.88	100.16	489	23.65	0.24	76.11
14		50.12	1.77	48.08	99.97	501	24.76	1.60	73.64
15	Само-родное золото	98.23	0.13	2.39	100.75	975	92.78	0.22	7.00
16		98.42	0.52	0.74	99.97	987	96.81	0.93	2.26
Зерно Д8 (рис. 5, 7, а, 8, б, 10, б)									
17	Электрум	46.42	53.63	0.28	100.33	463	31.97	67.43	0.60
18		50.58	49.27	0.43	100.28	504	35.65	63.41	0.94
19		47.94	52.22	0.13	100.29	478	33.36	66.36	0.28
20		48.95	49.89	0.66	99.50	492	34.45	64.11	1.44
21	Тетра-аурикулрид	71.91	0.80	27.55	100.26	717	45.29	0.92	53.79
22		71.69	0.81	27.50	100.00	717	45.26	0.93	53.81
23		71.17	0.83	28.41	100.41	709	44.28	0.94	54.78
24		72.43	0.67	27.43	100.53	720	45.65	0.77	53.58
25		72.60	0.46	27.09	100.15	725	46.12	0.53	53.35
26		73.12	0.50	26.48	100.10	730	46.84	0.58	52.58
27		71.98	0.87	27.29	100.14	719	45.51	1.00	53.49
28		72.43	1.09	26.95	100.47	721	45.86	1.26	52.88
29		71.91	0.69	28.02	100.62	715	44.94	0.79	54.27

Примечание. П – пробность золота.

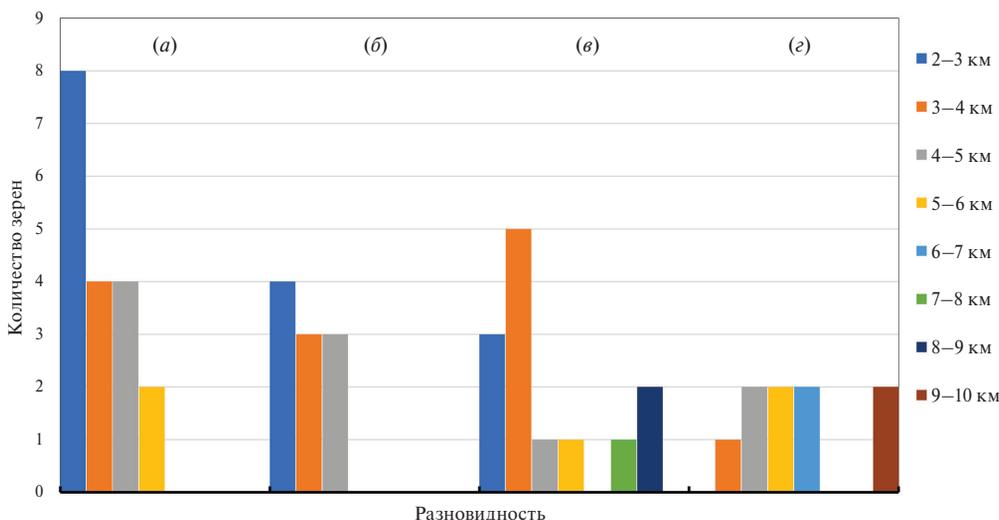


Рис. 9. Частоты значений расстояния (км) от коренного источника для зерен золота каплевидно-округлых (а), комковатых (б), уплощенно-комковатых (в) и пластинчатых (г) разновидностей из россыпи р. Дунитовой

Fig. 9. Histogram of transport distance values (km) from bedrock source for gold grains of drop-shaped-rounded (a), lumpy (б), flattened-lumpy (в) and lamellar (г) varieties from placer deposit of the Dunitovaya River.

фракцией крупности и коэффициентом удлиненности – очень слабая (0.25). Большинство крупных зерен представлено комковатым и уплощенно-комковатым морфологическим типом, средних – всеми морфотипами, мелких – каплевидно-округлым и уплощенно-комковатым морфотипами, при этом в них отсутствуют зерна самородного золота пластинчатой формы. В целом наблюдается слабо выраженная тенденция увеличения степени окатанности с увеличением размера зерен.

В ряде исследований (Youngson, Craw, 1999; Hérail et al., 1990; Loen, 1995; Melchiorre et al., 2023) показано, что морфометрические показатели зерен золота могут быть использованы для определения дальности переноса от коренного источника, из которого они поступали в россыпь. Количественную оценку расстояния (P) от коренного источника (в км) для каждого зерна рассчитывали по формуле $P = 1.2833 + (K_{упл} - 0.57662) + (K_{упл}^2 \times 0.31718)$, (Cailleux, Tricart, 1959; Hérail et al., 1990). При этом по рекомендации (Hérail et al., 1990) коэффициент уплощенности для зерен золота, чей размер превышал 1.25 мм, не был использован для определения расстояния от коренного источника; соответственно, эти зерна были исключены из выборки (табл. 2). Характер распределения значений дальности переноса (км) от коренного источника для зерен золота каплевидно-округлых (а), комковатых (б), уплощенно-комковатых (в) и пластинчатых (г) разновидностей показан на рис. 9. Каплевидно-округлые и комковатые зерна золота р. Дунитовой характеризуются идентичными средними значениями P , соответственно 3.5 ± 1.0 ($n = 18$) и 3.4 ± 0.8 ($n = 10$) км. Для уплощенно-комковатых разновидностей зерен золота среднее значение дальности переноса составило 4.7 км при стандартном отклонении 2.3 км ($n = 11$) км. При исключении двух наибольших значений (26.1 и 18.6 км) из выборки зерен пластинчатого морфологического типа среднее значение P оказалось равным 6.2 км со стандартным отклонением 2.1 км ($n = 9$) (табл. 2).

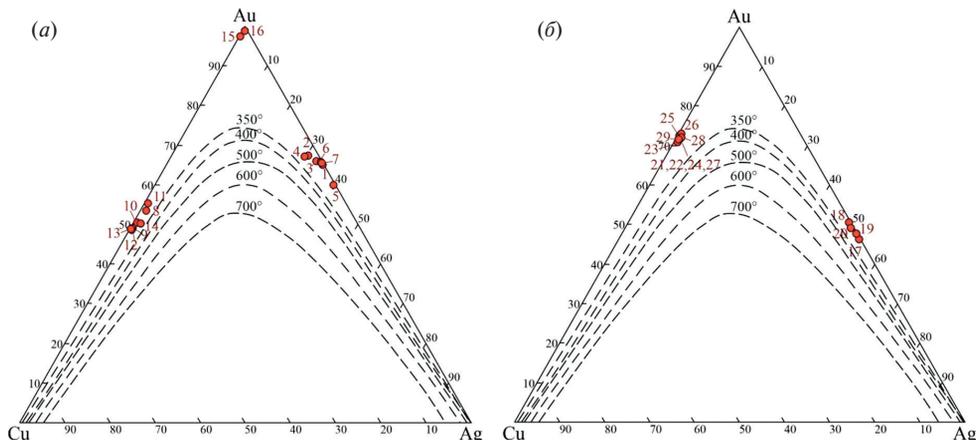


Рис. 10. Состав полиминеральных ассоциаций зерен золота Д7 (а) и Д8 (б) из россыпи р. Дунитовой на диаграмме Au-Cu-Ag. На диаграмму нанесены изотермы тройного твердого раствора по экспериментальным данным (Дриц и др., 1979). Точки с цифрами 1–29 – места проведения рентгеноспектральных микроанализов, соответствующие таковым номерам в табл. 4.

Fig. 10. Au-Cu-Ag composition diagram (wt %) for gold minerals within heterogeneous grains D7 (a) and D8 (b) from placer deposit of the Dunitovaya River. The diagram shows isotherms of a ternary solid solution based on experimental data (Dritz et al., 1979). Points with numbers 1–29 denote areas of EMP analyses corresponding to the same numbers in Table 4.

Полученные результаты демонстрируют тенденцию увеличения расстояния переноса уплощенно-комковатого и пластинчатого самородного золота по сравнению с комковатыми и каплевидно-комковатыми разновидностями. Отметим, что среднее значение пробности самородного золота имеет сходную тенденцию от каплевидно-округлых и комковатых разновидностей (782 и 822 соответственно) к уплощенно-комковатым (846). Кроме того, содержание меди характерно не для всех морфологических разновидностей золота, встречаясь преимущественно в каплевидно-округлых и комковатых зернах (рис. 6, 7). Учитывая незначительный характер переноса минералов россыпного золота (4–6 км) можно предположить, что различная морфология зерен золота отражает не столько характер переноса в водном потоке, сколько обусловлена разными коренными источниками и, возможно, условиями образования минералов золота. Другими словами, выявленные каплевидно-округлые, комковатые, уплощенно-комковатые и пластинчатые разновидности золота могут характеризовать различные этапы золотого минералообразования в породах Гулинского массива. Необходимо отметить, что оценка дальности переноса россыпного золота зависит от многих факторов (от химического состава самородного золота и воды, от временного интервала, в течение которого конкретная частица подвергалась переносу, от климатических условий и т.д.). Однако полученные данные о расстоянии перемещения россыпного золота р. Дунитовой, даже если признать их полуколичественными, весьма информативны для понимания потенциальных источников россыпного золота. С учетом геологической обстановки расположения русловых и террасовых отложений р. Дунитовой, мы полагаем, что главными источниками изученных морфологических разновидностей золота являлись породы Маймеч-Котуйского ийолит-карбонатитового комплекса.

Первая находка самородного золота (размером около 20 микрон в поперечнике) из дунитов Гулинского массива охарактеризована в работе (Когарко, Сенин, 2011). Анализ состава золотой минерализации и минералов-узников в россыпном золоте

Гулинского массива позволил сделать вывод о длительном процессе формирования золотого оруденения массива (Сазонов и др., 2001; Малич и др., 2013; Рябчиков и др., 2016) – от высокотемпературной магматической (перовскит, бадделейт и др.) до низкотемпературной гидротермальной стадии (галенит, гематит, хлорит и др.). Верхний температурный предел постмагматического рудообразования определялся формированием тетрааурикуприда (менее 410 °С, Okamoto et al., 1987). Однако для тетрааурикуприда и аурикуприда в составе гетерогенных зерен золота (обр. Д7 и Д8) из россыпи р. Дунитовой (рис. 10) можно предположить еще более низкотемпературные условия образования.

По данным исследования (Рябчиков и др., 2016) формирование зерен золота могло происходить как в высокомагнезиальных породах, так и в породах щелочных и карбонатитовых серий. Первые находки минералов золота из кальцит-доломитовых карбонатитов Южного карбонатитового штока (рис. 1) подтвердили это предположение (Malitch et al., 2024). Минералы золота размером от 200 до 1300 микрон в поперечнике представлены природными Au–Ag сплавами с содержанием золота (69.64–88.57 мас. %) и серебра (11.73–30.83 мас. %) с низкими концентрациями меди (до 0.18 мас. %), которые преобладают над минералами системы Au–Cu–Ag – природными сплавами $Au_{0.74}Cu_{0.14}Ag_{0.12}$ и $Ag_{0.51}Au_{0.47}Cu_{0.02}$, тетрааурикупридом (AuCu) и аурикупридом (Cu_3Au). Для минералов золота характерна ранняя пентландит-троилит-халькопиритовая ассоциация, установленная в составе идиоморфных полифазных включений; более поздний галенит в составе субидиоморфных монофазных включений замещается церусситом (Malitch et al., 2024). Выявленное сходство минералов золота из кальцит-доломитовых карбонатитов с таковыми из россыпей Гулинского массива (Сазонов и др., 1994; 2001; Малич, 2021) свидетельствует о том, что в золотом рудообразовании значительная роль принадлежала производным ийолит-карбонатитового магматизма.

Генетические ограничения на происхождение минералов золота по Cu-изотопным данным

С появлением многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) (Marechal et al., 1999) стало возможно проводить изучение изотопной геохимии переходных металлов в природных системах. Изотопный состав меди ($\delta^{65}Cu$) для «валовой силикатной Земли» (Bulk Silicate Earth (BSE); т.е., мантии и коры), составляющий $0.06 \pm 0.20\text{‰}$ (Liu et al., 2015), базируется на представительной выборке мантийных перидотитов, коматитов, базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), базальтов океанических островов (OIB). Аналогичные или даже более узкие диапазоны значения величины $\delta^{65}Cu$ были зарегистрированы в мантийных перидотитах (от 0.0 до 0.18‰, Ben Othman et al., 2006), базальтах (от –0.10 до –0.03‰, Luck et al., 2003) и гранитах [от –0.46 до 1.51‰, с основным кластером в пределах от –0.14 до $\leq 0.25\text{‰}$ и средним $\delta^{65}Cu$ $0.01 \pm 0.30\text{‰}$ ($n=30$), при исключении двух образцов, выходящих за пределы кластера основных данных (Li et al., 2009)]. В ранее опубликованной работе (Graham et al., 2004) показано, что окислительно-восстановительные реакции играют важную роль при фракционировании изотопов Cu при низких температурах. В общем случае вариации изотопного состава меди в первичных и вторичных Cu-содержащих минералах могут быть обусловлены фракционированием между различными сложными соединениями в растворе (Maréchal, Albarède, 2002) или связаны с влиянием изотопно различных флюидов при гидротермальных процессах (Graham et al., 2004).

Возможность использования изотопного состава меди с целью идентификации источника рудного вещества самородного золота была впервые апробирована (Melchiorre et al., 2023) на россыпных месторождениях в районе Ла Чолла (La Cholla)

в штате Аризона (США). В данном исследовании было установлено различие изотопного состава меди для угловато-уплощенных и равномернозернистых разновидностей самородного золота ($\delta^{65}\text{Cu}$ $0.54 \pm 0.22\%$ и $2.8 \pm 1.0\%$ соответственно). По мнению Е.Б. Мелчиорри с соавторами (Melchiorre et al., 2023), более низкие значения изотопного состава меди для золота угловато-уплощенной формы отражают их первичную характеристику, тогда как образование золота кристаллического облика обусловлено изотопно-тяжелым составом меди гидротермального флюида, который был унаследован при образовании золота данного типа.

Первые данные по изотопному составу меди для золота из различных морфологических типов р. Дунитовой характеризуются близкими значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в диапазоне от -0.59 до 0.11% ($\delta^{65}\text{Cu}$ среднее = $-0.30 \pm 0.23\%$, $n = 5$), что сходно с таковыми для образцов железистой платины Гулинского и Нижнетагильского массивов [$\delta^{65}\text{Cu}$ среднее = $-0.03 \pm 0.23\%$ и $-0.26 \pm 0.12\%$ соответственно (Малич и др., 2024)], а также изоферроплатины Светлоборского массива [$\delta^{65}\text{Cu}$ среднее = $-0.05 \pm 0.20\%$ (Малич и др., 2024)]. Отметим, что значения $\delta^{65}\text{Cu}$ близкие к 0% типичны для высокотемпературных Cu-содержащих минералов (Larson et al., 2003). В данном контексте, значения $\delta^{65}\text{Cu}$ для изученных образцов различных морфологических типов россыпного золота р. Дунитовой свидетельствуют в пользу их происхождения из примитивного источника рудного вещества. Таким образом, характер вариаций изотопного состава меди в минералах золота может быть использован в качестве дополнительного маркера, позволяющего по-новому охарактеризовать условия формирования золотой минерализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере россыпного золота р. Дунитовой в пределах Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами Маймеча-Котуйской провинции охарактеризованы морфологические, химические и изотопно-геохимические параметры золотой минерализации. При проведении исследований был использован комплексный подход с привлечением морфометрического анализа, рентгеноспектрального микроанализа и Cu-изотопно-геохимического метода анализа.

По морфологии зерна самородного золота были подразделены на каплевидно-округлые, комковатые, уплощенно-комковатые и пластинчатые разновидности; определены их основные морфометрические параметры (длина, ширина и толщина, коэффициент уплощенности, коэффициент удлиненности, средний размер, гидравлическая крупность), среднестатистические характеристики химического состава. Показано морфологическое разнообразие зерен золота в координатах сферичность – округлость. Наибольшим распространением обладают средневывытянутые зерна (с коэффициентом сферичности 0.5), которые при этом слабо-, средне-, хорошо- или сильноокатаны (с коэффициентом округлости соответственно 0.3, 0.5, 0.7 и 0.9).

По внутреннему строению изученные зерна самородного золота подразделяются на гомогенные и гетерогенные. Первые состоят из одного минерала, который характеризуется однородным химическим составом. Ко вторым нами отнесены зерна, (1) содержащие несколько минералов (например, электрум, тетрааурикуприд, аурикуприд) или (2) состоящие из электрума с сильно варьирующим составом (от Au-содержащего серебра до Ag-содержащего золота). Среди гомогенных по составу образцов доминируют природные Ag-Ag сплавы над единичными зернами тетрааурикуприда (AuCu). Гетерогенные зерна представлены минеральными ассоциациями самородного золота, электрума, тетрааурикуприда и аурикуприда. Содержание меди характерно преимущественно для каплевидно-округлых и комковатых зерен золота. Выявлено, что среднее значение пробности и среднее расстояние переноса россыпного золота от

коренного источника увеличивается от каплевидно-округлых и комковатых разновидностей к уплощенно-комковатым и пластинчатым. Первые данные по изотопному составу меди для самородного золота из различных морфологических типов р. Дунитовой характеризуются близкими значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в диапазоне от -0.59 до 0.11% ($\delta^{65}\text{Cu}$ среднее = $-0.30 \pm 0.23\%$, $n = 5$), что свидетельствует об их происхождении из примитивного источника рудного вещества.

Учитывая незначительный характер переноса минералов россыпного золота (4–6 км) мы полагаем, что различная морфология зерен золота отражает не только характер переноса в водном потоке, но также обусловлена разными коренными источниками и, возможно, различными условиями образования минералов золота. С учетом геологической обстановки расположения русловых и террасовых отложений р. Дунитовой и незначительного характера переноса россыпного золота, главными источниками изученных морфологических разновидностей золота являлись породы Маймеча-Котуйского ийолит-карбонатитового комплекса.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 122022600107-1). Авторы признательны В.А. Булатову, Т.Г. Окуновой, Н.Г. Солошенко и Н.С. Чебыкину за помощь при проведении минералогических и изотопных аналитических работ, а также М.М. Гончарову, Г.Г. Лопатину и Н.Г. Науменко за многолетнее сотрудничество и возможность изучения благороднометальной минерализации Маймеча-Котуйской провинции. Авторы благодарны анонимным рецензентам за конструктивные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баданина И.Ю., Малич К.Н., Гончаров М.М., Туганова Е.В. Благороднометалльные россыпи Гулинского массива (север Сибирской платформы): новые данные о необычных минеральных ассоциациях золота и платиноидов // *Материалы Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований»*. Москва: ИГЕМ РАН, **2010**. Т. 1. С. 56–58.

Балмасова Е.А., Смольская Л.С., Лопатина Л.А., Лопатин Г.Г., Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Самородный осмий и иридоосмин Гулинского массива // *Докл. АН*. **1992**. Т. 323. № 4. С. 748–751.

Баранников А.Г. О цифровизации параметров частиц самородного золота при изучении россыпей и шлихо-минералогических исследованиях // *Известия УГГУ*. **2021**. Вып. 2(62). С. 60–72.

Дриц М.Е., Бочвар Н.Р., Гузей Л.С., Лысова Е.В., Падежнова Е.М., Рохлин Л.Л., Туркина Н.И. Двойные и многокомпонентные системы на основе меди: справочник / отв. ред. Абрикосов Н.Х. Москва: Наука, **1979**. 248 с.

Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, **1991**. 260 с.

Козарко Л.Н., Сенин В.Г. Первая находка золота в коренных породах Гулинского массива (Полярная Сибирь) // *Докл. АН*. **2011**. Т. 441. № 1. С. 81–82.

Лопатин Г.Г. К открытию россыпей благородных металлов в Маймеча-Котуйской провинции / *Очерки по истории открытий минеральных богатств Таймыра* (отв. ред. Самойлов А.Г.). Новосибирск: Издательство Новосибирского университета, филиал «Гео» Издательства СО РАН, **2001**. С. 156–158.

Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). Санкт-Петербург: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, **1999**. 296 с.

Малич К.Н. Комплексные платинометалльные месторождения Полярной Сибири (состав, источники вещества и условия образования): дис. ... докт. г.-м. наук, Новосибирск, **2022**. 269 с.

Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Геология и формационная принадлежность ультрамафитов Гулинского интрузива / *Недра Таймыра*. **1997а**. Вып. 2. С. 86–103.

Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геол. рудн. месторожд. **1997**. Т. 39. № 3. С. 247–257.

Малич К.Н., Рудашевский Н.С. О коренной минерализации платиноидов хромититов Гулинского массива // Докл. АН. **1992**. Т. 325. № 5. С. 1026–1029.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Гончаров М.М., Лопатин Г.Г., Науменко Н.Г., Туганова Е.В. Маймеч-Котуйский регион – новая платинометалльная провинция России // Докл. АН. **1996**. Т. 348. № 2. С. 232–235.

Малич К.Н., Малич Н.С., Симонов О.Н., Лопатин Г.Г., Науменко Н.Г. Иридиево-осмиевые россыпи Маймеч-Котуйской провинции – новый российский источник тугоплавких платиноидов // Отечественная геология. **1998**. № 3. С. 30–35.

Малич К.Н., Сорохтина Н.В., Баданина И.Ю., Кононкова Н.Н. О коренных источниках благороднометалльных россыпей Гулинского массива (Полярная Сибирь): новые минералогические данные // Доклады АН. **2013**. Т. 451. № 1. С. 87–89.

Малич К.Н., Пухтель И.С., Баданина И.Ю., Вотьяков С.Л., Солошенко Н.Г., Белоусова Е.А., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. Источники рудного вещества платинометалльных месторождений Полярной Сибири и Среднего Урала по данным радиогенных (Re-Os, Pt-Os) и стабильных (Cu, S) изотопных систем. Геология и геофизика // **2024**. Т. 65. № 3. С. 401–426.

Рябчиков И.Д., Козарко Л.Н., Сазонов А.М., Кононкова Н.Н. Условия формирования золоторудной минерализации в щелочно-ультраосновных магматических комплексах // Доклады АН. **2016**. Т. 468. № 6. С. 680–683.

Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М., Лаврентьев Ю.Г., Майорова О.Н., Поспелова Л.Н. Благороднометалльная минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. **1994**. Т. 35. № 9. С. 51–65.

Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышов А.И., Макеев С.М. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: изд. ЦНТИ, **2001**. 510 с.

Сорохтина Н.В., Козарко Л.Н., Зайцев В.А., Кононкова Н.Н., Асавин А.М. Сульфидные ассоциации карбонатитов и фоскоритов Гулинского массива (Полярная Сибирь) и их перспективность на благородные металлы // Геохимия. **2019**. Т. 64. № 11. С. 1111–1132.

Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации / Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов (Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвященной 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 26–29 сентября 2010 г.). Апатиты: изд. К&М, **2010**. С. 143–171.

Morphology and Composition of Gold Minerals from the Placer Deposit of Dunitovaya River (Maimecha-Kotui Province, Polar Siberia)

K. N. Malitch, A. A. Voitin

Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch RAS,
Ekaterinburg, Russia
e-mail: dunito@yandex.ru

Complex gold-iridium-osmium placer deposits are associated with the Guli massif of ultramafic, alkaline rocks and carbonatites within the Maimecha-Kotui province in the northern part of the Siberian Platform. Unlike natural Os-Ir alloys, which are genetically related to ultramafic rocks, the bedrock source of gold remains controversial. We report, for the first time, morphological and compositional features of gold mineralization from the Quaternary deposits of the Dunitovaya River in the southern part of the Guli massif. According to the morphology, gold grains are subdivided into drop-shaped-rounded, lumpy, flattened-lumpy and lamellar varieties; their main morphometric parameters, gold fineness and average statistical characteristics of the chemical composition are presented. Based on their internal structure, the studied gold grains are subdivided into homogeneous, consisting predominantly of electrum of homogeneous composition,

and heterogeneous, containing (1) several minerals (e.g., electrum, tetra-auricupride, auricupride) or (2) formed by electrum with a highly variable composition (i.e., from Au-bearing silver to Ag-bearing gold). The first copper isotopic data for gold grains from various morphological types of the Dunitovaya River are characterized by similar $\delta^{65}\text{Cu}$ values in the range from -0.59 to 0.11% ($\delta^{65}\text{Cu}$ average = $-0.30 \pm 0.23\%$, $n = 5$), which is in favor of a primitive source of ore matter. Taking into account the geological background of the location of channel and terrace deposits of the Dunitovaya River, the insignificant character of the transfer for placer gold (4–6 km), and the similarity of gold minerals from the Dunitovaya River with gold minerals from calcite carbonatite, we propose that the main bedrock sources of the studied morphological varieties of gold were the rocks of the Maimecha-Kotui ijolite-carbonatite complex.

Keywords: morphology, morphometric parameters, native gold, Cu-isotopic composition, carbonatite, placer deposit of the Dunitovaya River, bedrock sources, Guli massif, Maimecha-Kotui Province, Polar Siberia

REFERENCES

- Badanina I.Yu., Malitch K.N., Goncharov M.M., Tuganova E.V.* Precious metal placers of the Gulinsky massif (north of the Siberian platform): new data on unusual mineral associations of gold and platinum group metals. In: *Mat. All-Rus. conf. "Native gold: typomorphism of mineral associations, conditions for the formation of deposits, problems of applied research"* Moscow: IGEM RAS, **2010**. Vol. 1. P. 56–58.
- Balmasova Y.A., Smol'skaya L.S., Lopatina L.A., Lopatin G.G., Lazarenkov V.G., Malitch K.N.* Native osmium and iridosmine from the Guli massif. *Doklady Earth Sci.* **1992**. Vol. 325. N 5. P. 154–157 (in Russian).
- Barannikov A.G.* About the digitalization of the parameters of native gold particles in the study of placers and schlich-mineralogical studies. *Proc. Ural State Mining Univ.* **2021**. N 2(62). P. 60–72. (in Russian). DOI: 10.21440/2307-2091-2021-2-60-72
- Ben Othman D., Luck J.M., Bodinier J.L., Arndt N.T., Albarede F.* Cu-Zn isotopic variations in the Earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2006**. Vol. 70 (18 suppl. 1). P. A46.
- Cailleux A., Tricart J.* Introduction to the study of sand and pebbles. Paris: Cent. Doc. Univ., **1959**. Vol. 3. 364 p.
- Drits M.E., Bochvar N.R., Guzei L.S., Lysova E.V., Padezhnova E.M., Rokhlin L.L., Turkina N.I.* Binary and multicomponent copper-based systems: Handbook (Abrikosov N.Kh., ed.). Moscow: Nauka, **1979**. 248 p. (in Russian).
- Graham S., Pearson N., Jackson S., Griffin W., O'Reilly S.Y.* Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit. *Chem. Geol.* **2004**. Vol. 207. P. 147–169.
- Hérail G., Fornari M., Viscarra G., Miranda V.* Morphological and chemical evolution of gold grains during the formation of a polygenic fluvial placer: the Mio-Pleistocene Tipuani placer example (Andes, Bolivia). *Chronicle of Mining Res.* **1990**. Vol. 500. P. 41–49.
- Egorov L.S.* Ijolite-carbonatite plutonism (the Maimecha-Kotui Complex of Polar Siberia as an example). Leningrad: Nedra, **1991**. 260 p. (in Russian).
- Kogarko L.N., Senin V.G.* The first find of native gold in parent rocks of the Gulinskii Massif (Polar Siberia). *Dokl. Earth Sci.* **2011**. Vol. 441. N 1. P. 1512–1513.
- Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R.* Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 2: Former USSR. London, UK: Chapman and Hall, **1995**. 226 p.
- Krumbein W., Sloss L.* Stratigraphy and Sedimentation. 2nd Edition. San Francisco: W.H. Freeman and Co., **1963**. 660 p.
- Larson P.B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z.S., Gaspar M., Meinert L.D.* Copper-isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments. *Chem. Geol.* **2003**. Vol. 201. N 3–4. P. 337–350.
- Li W.-Q., Jackson S.E., Pearson N.J., Alard O., Chappell B.W.* The Cu isotopic signature of granites from the Lachlan Fold Belt, SE Australia. *Chem. Geol.* **2009**. Vol. 258. P. 38–49.

Liu S.-A., Huang J., Liu J., Wörner G., Yang W., Tang Y.-J., Chen Y., Tang L., Zheng J., Li S. Copper isotopic composition of the silicate Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* **2015**. Vol. 427. P. 95–103.

Luck J.-M., Ben Othman D., Albarede F. Zn and Cu isotopic variations in chondrites and iron meteorites: early solar nebula reservoirs and parent-body processes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2005**. Vol. 69. P. 5351–5363.

Loen J.S. Use of placer gold characteristics to locate bedrock gold mineralization. *Expl. Mining Geol.* **1995**. Vol. 4. P. 335–339.

Lopatin G.G. About the discovery of noble-metal placers in the Maimecha-Kotui province. In: *Feature articles about the history of discoveries of mineral wealth of Taimyr* (Samoilov A.G. ed.). Novosibirsk: Novosibirsk University, **2001**. P. 156–158 (in Russian).

Malitch K.N. Platinum-group elements in clinopyroxenite-dunite massifs of the Eastern Siberia (geochemistry, mineralogy, genesis). Saint Petersburg: Saint Petersburg Cartographic Factory VSEGEI, **1999**. 296 p. (in Russian).

Malitch K.N. Complex PGE deposits of the Polar Siberia (composition, sources and conditions of Formation). Habil. Dr. thesis. Ekaterinburg: IGG UB RAS, **2022**. 269 p. (in Russian).

Malitch K.N., Lopatin G.G. Geology and petrographic association of ultramafites of the Guli intrusion. In: Resources of Taimyr (Simonov O.N., Malitch N.S., eds.). Norilsk: VSEGEI Press, **1997a**. N 2. P. 86–103 (in Russian).

Malitch K.N., Lopatin G.G. New data on the metallogeny of the unique Guli clinopyroxenite-dunite Massif, Northern Siberia, Russia. *Geol. Ore Deposites.* **1997b**. Vol. 39. N 3. P. 209–218.

Malitch K.N., Rudashevskiy N.S. Bedrock platinum-metal mineralization in chromitite of the Guli Massif. *Doklady Earth Sci.* **1992**. Vol. 327. N 8. P. 165–169.

Malitch K.N., Badanina I.Yu., Goncharov M.M., Lopatin G.G., Naumenko N.G., Tuganova E.V. The Maimecha-Kotui Region: a new platinum province in Russia. *Doklady Earth Sci.* **1996**. Vol. 348. N 4. P. 574–577.

Malitch K.N., Malitch N.S., Simonov O.N., Lopatin G.G., Naumenko N.G. Iridium-osmium placers of the Maimecha-Kotuy province – the new Russian source for refractory platinum-group elements. *Native Geol.* **1998**. N 3. P. 30–34 (in Russian).

Malitch K.N., Auge T., Badanina I.Yu., Goncharov M.M., Junk S.A., Pernicka E. Os-rich nuggets from Au-PGE placers of the Maimecha-Kotui Province, Russia: a multidisciplinary study. *Miner. Petrol.* **2002**. Vol. 76. P. 121–148.

Malitch K.N., Sorokhtina N.V., Badanina I.Yu., Kononkova N.N. Parent sources of noble-metal placers of the Guli massif (Polar Siberia): new mineralogical data. *Dokl. Earth Sci.* **2013**. Vol. 451. N 1. P. 743–745.

Malitch K.N., Lipenkova G.V., Ozornin D.A., Naumov M.V., Badanina I.Yu., Bulatov V.A., Voitina A.A. Gold mineralization from calcite-dolomite carbonatite of the Guli massif (Maimecha-Kotui province, Polar Siberia): first results. *Dokl. Earth Sci.* **2024a**. Vol. 519. N 1. P. 1899–1905.

Malitch K.N., Puchtel I.S., Badanina I.Yu., Votyakov S.L., Soloshenko N.G., Belousova E.A., Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V. Sources of ore material in the platinum-group element deposits of Polar Siberia and the Middle Urals based on the data from radiogenic (Re-Os, Pt-Os) and stable (Cu, S) isotopes. *Russian Geol. Geophys.* **2024b**. Vol. 65. N 3. P. 366–387.

Maréchal C., Albarede F. Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **2002**. V. 66. P. 1499–1509.

Maréchal C., Telouk P., Albarede F. Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasma-source mass spectrometry. *Chem. Geol.* **1999**. Vol. 156. P. 251–273.

Melchiorre E.B., Mathur R., Kamenov G., Paredes J. Geochemical overprinting and secondary placer crystal formation in the La Cholla District, Quartzsite, Arizona, USA: evidence from copper isotopes, morphology, and trace elements. *Minerals.* **2023**. Vol. 13. Paper 1444.

Okamoto H., Chakrabarti D.J., Laughlin D.E., Massalski T.B. The Au-Cu (Gold-Copper) system. *J. Phase Equilibria.* **1987**. Vol. 8. N 5. P. 454–474.

Okuneva T.G., Karpova S.V., Streletskaya M.V., Soloshenko N.G., Kiseleva D.V. The method for Cu and Zn isotope ratio determination by MC ICP-MS using the AG MP-1 resin. *Geodynamics & Tectonophysics.* **2022**. Vol. 13(2s). 0615.

Ryabchikov I.D., Kogarko L.N., Sazonov A.M., Kononkova N.N. Formation of gold mineralization in ultramafic alkalic magmatic complexes. *Dokl. Earth Sci.* **2016**. Vol. 468. N 2. P. 623–625.

Sazonov A.M., Romanovsky A.E., Grinev O.M., Mayorova O.N., Pospelova L.N. Precious-metal mineralization of the Guli intrusion. *Russian. Geol. Geophys.* **1994**, Vol. 35. N 9. P. 51–65 (in Russian).

Sazonov A.M., Zvyagina E.A., Leontyev S.I., Gertner I.F., Krasnova T.S., Kolmakov Yu.V., Panina L.I., Chernyshov A.I., Makeev S.M. Platinum-bearing alkaline-ultrabasic intrusions of Polar Siberia. Tomsk: CNTI Press, **2001**. 510 p. (in Russian).

Sazonov A.M., Romanovsky A.E., Gertner I.F., Zvyagina E.A., Krasnova T.S., Grinev O.M., Silyanov S.A., Kolmakov Yu.V. Genesis of precious metal mineralization in intrusions of ultramafic, alkaline rocks and carbonatites in the north of the Siberian Platform. *Minerals*. **2021**. Vol. 11. Paper 354.

Sorokhtina N.V., Kogarko L.N., Zaitsev V.A., Kononkova N.N., Asavin A.M. Sulfide mineralization in the carbonatites and phoscorites of the Guli Massif (Polar Siberia), and their noble-metal potential. *Geochem. Int.* **2019**. Vol. 64. N 11. P. 1125–1146.

Spiridonov E.M. Review of gold mineralogy in the leading types of Au mineralization. In: *Gold of the Kola Peninsula and adjacent regions (Proc. All-Russ. sci. conf. dedicated to the 80th anniv. of the Kola Scientific Centre of the RAS. Apatity, September 26–29, 2010)* (ed. Yu.L. Voitekhovskiy). Apatity: K&M Press, **2010**. P. 143–171 (in Russian).

Youngson J.H., Craw D. Variation in placer style, gold morphology, and gold particle behavior down gravel bed-load rivers: an example from the Shotover/Arrow-Kawarau-Clutha River System, Otago, New Zealand. *Econ. Geol.* **1999**. Vol. 94. P. 615–634.

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ

НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ. LXXVIII

© 2024 г. Д. чл. В. Н. Смольянинова

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

*e-mail: smolvernik@yandex.ru

Поступила в редакцию 21.05.2024

После доработки 21.05.2024

Принята к публикации 17.06.2024

Представлен обзор новых минералов, опубликованных в 2023 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 102 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, обзор, классификация

DOI: 10.31857/S0869605524060023, EDN: NWPWGL

ИНТЕРМЕТАЛЛИДЫ

1. Сидоровит (sidorovite) – PtFe₃. Куб.с. $Pm\bar{3}m$. $a = 3.725$. $Z = 1$. Кристаллы до 5 мкм, сросшиеся с тетраферроплатиной, окаймленные изферроплатиной. Непрозрачный. Бл. метал. Плотн. 11.815 (выч.). Хим. (м.з., EDS, средн. из 3 опр.): Fe 43.76, Pt 54.72, Cu 0.92, Ni 0.41, сумма 99.81. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.711(48)(100), 2.161(100)(111), 1.871(36)(200), 1.673(27)(210), 1.323(22)(220), 1.248(<10)(300). В тяжелой фракции россыпи реки Снеговая, Корякское нагорье (Россия). Назван в честь русского геолога Сидорова Евгения Геннадиевича (Sidorov Evgeniy Gennaievich, 1955–2021). *Kutyrev A., McDonald A.M., Tamura N., Cabri L.J., Tolstykh N., Pekov I.V. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 5, p. 1021–1030.*

2. Дрикопит (driekopite) – PtBi. Гекс.с. $P6_3/mmc$. $a = 4.1993$, $c = 5.6194\text{Å}$. $Z = 2$. Голитипные зерна до 22×13 мкм. В сложном агрегате до 120 мкм, состоящем из ядра изоферроплатины и холлингуортита, обрастающего смесью дрикопита, висмутосодержащего геверсита, инсизвайта, соболевскита, возможно, татьянаита, нового минерала андреесломбаардита (andrieslombaardite) и сам. осмия. Плотн. 12.91 (выч.). В отр. св. слегка оранжевый. Двухотражение среднее до сильного от светло-желтого до коричневатого-желтого. R_{\max} и R_{\min} на воздухе (%): 55.7 и 49.7 при 470 нм, 62.0 и 56.2 при 546, 66.8 и 59.4 при 589, 69.0 и 62.6 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр.): S 0.04, Fe 0.13, As 0.39, Pd 10.32, Sn 0.79, Sb 15.40, Pt 38.98, Pb 0.47, Bi 33.88, сумма 100.40. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.1011(55)(101), 2.2195(81)(102), 2.1666(100)(210), 1.5502(36)(202), 1.2607(49)(312), 1.1616(23)(214). В концентрате из платиновой трубки

м-ния Дрикоп, комплекс Бушвелд (ЮАР). *McDonald A.M., Cabri L.J., Tamura N., Melcher F., Vymazalová A.V.* *Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 3, p. 537–547.

СИЛИЦИДЫ, ФОСФИДЫ

3. Перрит (perryite) – $(\text{Ni,Fe})_{16}\text{PSi}_5$. Триг.с. $R\bar{3}c$. $a = 6.6525$, $c = 37.998\text{Å}$. $Z = 6$. Прямоугольные сетки до 30–100 мкм тонких ламелей, уплощенных по {001} шириной до 10 мкм, пронизывающих α -(Fe,Ni) метал. матрицу. В отр. свете желтовато-кремовый. Плеохроизм отчетливый в кремоватых тонах. Анизотропия слабая. Плотн. 7.563 (выч.). Хим. (м.з., средн. из 11 опр.): Ni 70.89, Fe 13.34, Co 0.04, Si 12.01, P 3.40, сумма 99.68. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.620(14)(119), 2.300(13)(0.2.10), 2.180(22)(211), 2.019(100)(1.1.15), 1.980(27)(128), 1.925(62)(300). В оброте Маунт-Эджертон (Зап. Австралия) с α -(Fe,Ni) и шрейберзитом. Установлен также в метеоритах Horse Creek, шт Колорадо (США), Kota-Kota (Южный Оман) и Norton County, шт. Канзас (США). Назван в честь американского знатока метеоритов Стюарта Перри (Stuart H. Perry, 1874–1957). *Britvin S.N., Krivovichev S.V., Vereshchagin O.S., Vlasenko N.S., Shilovskikh V.V., Krzhizhanovskaya M.G., Lozhkin M.S., Obolonskaya E.V., Kopylova Y.O.* *J.Geosci.* 2023, vol. 66, n 4, p. 189–198.

4. Вэньциит (wenjiite) – $\text{Ti}_{10}(\text{Si,P},\square)_7$. Гекс.с. $P6_3/mcm$. $a = 7.30$, $c = 5.09\text{Å}$. $Z = 1$. Изоструктурен с цифенгитом, мавляновитом, синт. Ti_5Si_3 и $\text{Ti}_5\text{P}_{3.15}$. Сфероиды до 20 мкм, ламели до 100 мкм. Для синт. аналога – серебристо-серый, бл. метал., тв. 6.5. Плотн. 4.762 (выч.). Хим. для сфероида (м.з., EDX, средн. из 4 опр., норм.): Si 21.67, P 6.24, Ti 66.39, V 1.37, Cr 2.20, Mn 0.97, Fe 1.17, сумма 100.01. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.55(10.52)(002), 2.39(31.33)(210), 2.36(16.77)(102), 2.16(100.00)(211), 2.11(38.90)(300), 2.09(80.22)(112). В корунде в хромититовом рудном теле Cr-11 (типовое), офиолитовый комплекс Луобуса, Тибет (Китай) с баденчжуитом, канциньлаитом, чжициньюитом, К-содержащим дмиштейнбергитподобным минералом, дельталюмитом, цинсуйитом, осборнит-хамрабаевитом. Назван в честь китайского геолога Бай Вэньци (Bai Wenji, 1935–2019). *Xiong F., Xu X., Mugnaioli E., Gemmi M., Wirth R., Yang J., Grew E.S.* *Amer.Miner.* 2023, vol. 108, n 1, p. 197–210.

5. Канциньлаит (kangjinlaite) – $\text{Ti}_{11}(\text{Si,P})_{10}$. Тетр.с. $I4/mmm$. $a = 9.4$, $c = 13.5\text{Å}$. $Z = 4$. Изоструктурен с синт. $\text{Ho}_{11}\text{Ge}_{10}$. Сфероиды до 20 мкм. Синт. аналога нет. Плотн. 4.538 (выч.). Хим. (м.з., EDX, средн. из 4 опр., норм.): Si 25.56, P 9.68, Ti 62.35, V 0.21, Cr 0.83, Mn 0.42, Fe 0.95, сумма 100. Рентгенограмма (интенс. л.): 2.35(35.35)(400), 2.27(84.51)(215), 2.26(100.00)(323), 2.23(33.44)(314), 2.22(39.93)(402), 2.22(63.48)(330), 2.05(36.68)(305). В корунде в хромититовом рудном теле Cr-11, офиолитовый комплекс Луобуса, Тибет (Китай) с баденчжуитом, вэньциитом, чжициньюитом, К-содержащим дмиштейнбергитподобным минералом. Название по району Канциньла, где находится хромититовое тело Cr-11. *Xiong F., Xu X., Mugnaioli E., Gemmi M., Wirth R., Yang J., Grew E.S.* *Amer. Miner.* 2023, vol. 108, n 1, p. 197–210.

СУЛЬФИДЫ, СУЛЬФОСОЛИ, СЕЛЕНИДЫ

6. Вранчицеит (vrančiceite) – $\text{Cu}_{10}\text{Hg}_3\text{S}_8$. Трикл.с. $P\bar{1}$. $a = 7.9681$, $b = 9.7452$, $c = 10.0710\text{Å}$, $\alpha = 77.759^\circ$, $\beta = 76.990^\circ$, $\gamma = 79.422^\circ$. $Z = 2$. Ангдральные зерна до 100 мкм. Непрозрачный. Черный. Бл. метал. Тв. предположительно 2–3. Плотн. 6.652 (выч.). R_{\max} и R_{\min} на воздухе (%): 33.6 и 31.2 при 470 нм, 33.9 и 30.6 при 546, 33.1 и 30.0 при 589, 32.1 и 29.1 при 650 нм. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): Cu 43.87, Ag 0.06, Hg 39.24, Sb 0.05, Bi 0.09, S 17.49, сумма 100.80. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.354(76)(201), 3.111(68)(222), 2.833(100)(213), 2.733(93)(231), 2.705(76)(221), 2.647(71)(212). В кальцитовом прожилке на м-нии Вранчице, Богемия (Чехия) с киноварью, джарлеитом,

галенитом и гедифаном. Назван по месту находки. *Sejkora J., Biagioni C., Škácha P., Mauro, D.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 5, p. 670–678.

7. Аргентополибазит (argentopolybasite) – $\text{Ag}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$ – гр. полибазита. Триг.с. $P321$. $a = 15.0646$, $c = 12.2552\text{Å}$. $Z = 2$. Отдельные хорошо оформленные (псевдо)гексагональные кристаллы до 4 мм, их агрегаты до 5 мм. Цв. темно-серый до черного. Непрозрачный. Черта черная. Бл. метал. Тв. ~3. Очень хрупкий. Изл. раков. Плотн. 6.403 (выч.). В отр. св. серый. Плеохроизм слабый. Анизотропия умеренная в слабо-зеленоватых и зелено-голубых тонах. R_{\max} и R_{\min} на воздухе (%): 31.0 и 30.3 при 470 нм, 29.3 и 28.8 при 546, 28.6 и 28.1 при 589, 27.8 и 27.4 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 12 опр.): Ag 74.22, Cu 0.49, As 1.97, Sb 7.33, S 14.67, Se 0.85, Cl 0.05, сумма 99.58. Рентгенограмма (интенс. л.): 12.169(40)(001), 3.162(100)(041,401), 3.045(54)(004), 2.881(45)(042,402), 2.4256(28)(421). На эпитеpmальном Au-Ag м-нии Кремница (Словакия) (голотип) с пираргиритом, полибазитом, стефанитом, миаргиритом, рождественскаяитом-(Zn), науманнитом, золотом и пиритом, а также в Шибеничнич-Врх, около Нова Бана, Банска Быстрица (Словакия) (котип) и на эпитеpmальном Au-Ag м-нии Арыкэваам, Чукотка (Россия) (котип). Назван по составу в соответствии с номенклатурой гр. полибазита (Bindi et al., 2007). *Števkó M., Mikuš T., Sejkora J., Plášil J., Makovicky E., Vlasáč J., Kasatkin A.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 3, p. 382–395.

8. Теннантит-(Ni) [tennantite-(Ni)] – $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Ni}_2)_{\Sigma 6}\text{As}_4\text{S}_{13}$. Гр. тетраэдрита. Куб.с. $I\bar{4}3m$. $a = 10.2957$. $Z = 2$. Мелкие включения сложного состава (теннантит-(Ni) и ваэсит в герсдорфите), ангедральные-субгедральные округлые зерна до 2–15 мкм. Цв. черный. Черта красновато-черная. Бл. метал. Тв. 3–3.5. Хрупкий. Изл. раков. Сп. невнятная. Плотн. 4.626 (выч.). В отр. св. стально-серый. R на воздухе (%): 31.0 при 470 нм, 29.6 при 546, 29.6 при 589, 29.3 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): Cu 43.96, Ni 3.74, Fe 1.85, As 14.47, Sb 8.49, S 26.90, сумма 99.41. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.640(10)(220), 2.972(100)(222), 2.574(28)(400), 1.880(10)(521), 1.820(83)(440), 1.552(18)(622), 1.287(7)(800). На хромитовом м-нии Луобуса, Тибет (Китай). Назван по составу и за сходство с минералами теннантитовой серии. *Wang Y., Chen R., Gu X., Hou Z., Nestola F., Yang Z., Fan G., Dong G., Ye L., Qu K.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 4, p. 591–598.

9. Тетраэдрит-(Ni) [tetrahedrite-(Ni)] – $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Ni}_2)_{\Sigma 6}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. Куб.с. $I\bar{4}3m$. $a = 10.3478$. $Z = 2$. Ангедральные и субгедральные зерна до 20 мкм. Черный, черта красновато-черная. Бл. метал. Тв. предположительно 3–3.5. Хрупкий. Изл. раков. Плотн. 5.073 (выч.). В отр. св. стально-серый. R на воздухе (%): 29.9 при 470 нм, 29.2 при 546, 28.2 при 589, 26.7 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн.): Cu 39.83, Ni 5.67, Fe 1.45, Sb 21.69, As 5.45, S 25.39, сумма 99.48. Рентгенограмма (расч., интенс. л.): 3.659(9.80)(022), 2.987(100.00)(222), 2.587(21.20)(004), 1.829(41.20)(044), 1.560(20.90)(226). На хромитовом м-нии Луобуса, Тибет (Китай) с герсдорфитом, ваэситом и халькозитом. Назван по составу и за сходство с минералами гр. тетраэдрита. *Wang Y., Chen R., Gu X., Nestola F., Hou Z., Yang Z., Dong G., Guo H., Qu K.* Amer. Miner. 2023, vol. 108, n 10, p. 1984–1992.

10. Тетраэдрит-(Cd) [tetrahedrite-(Cd)] – $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)_{\Sigma 6}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. Куб.с. $I\bar{4}3m$. $a = 10.504$. $Z = 2$. Ангедральные зерна до 200 мкм. Непрозрачный. Черный, черта черная. Бл. метал. Тв. предположительно 4. Плотн. 5.094. В отр. св. изотропный. Серый с зеленоватыми оттенками. R на воздухе (%): 30.8 при 470 нм, 31.1 при 546, 31.1 при 589, 28.8 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 13 опр.): Cu 34.85, Ag 2.09, Fe 0.18, Zn 0.26, Cd 11.03, Hg 0.75, Pb 0.31, Sb 28.07, S 23.38, сумма 100.92. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.714(7)(220), 3.032(100)(222), 2.626(24)(400), 1.857(40)(440), 1.584(21)(622). В кварц-кальцитовой жиле на шахте Радетице, м-ние Пршибрам (Чехия) с галенитом, бурнонитом, сфалеритом, пиритом, геокронитом, серебром, штромейритом, тетраэдриом-(Zn), тетраэдритом-(Fe), тетраэдритом-(Cu) и неизвестной

богатой Pb тетраэдритоподобной фазой. Назван по составу и за сходство с минералами гр. тетраэдрита. Установлен также в старом музейном образце из Змеиногорского м-ния, Алтай (Россия). *Sejkora J., Biagioni C., Škácha P., Musetti S., Kasatkin A. V., Nestola F.* *Eur. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 6, p. 897–907.

11. Аргентотетраэдрит-(Cd) [argentotetrahedrite-(Cd)] – $\text{Ag}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)_{26}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$. Ангдральные зерна до 30 мкм. Цв. стально-серый до черного. Черта черная. Бл. метал. Тв. 3.5–4. Хрупкий. Сп. неясная. Изл. раков. Плотн. 5.580 (выч.). В отр. св. изотропный. Серый с кремовым оттенком, быстро (в течении 10 минут) тускнеющий до оранжево-коричневого. R на воздухе (%): 30.4 при 470 нм, 30.3 при 546, 30.3 при 589, 28.7 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 14 опр.): Ag 18.92, Cu 22.92, As 0.62, Sb 24.19, Fe 0.80, Zn 0.56, Cd 10.11, S 21.95, сумма 100.07. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.0744(100.0)(222), 2.8463(5.6)(123), 2.6625(26.3)(004), 2.5102(6.1)(114), 1.9444(5.9)(125), 1.8827(48.1)(044), 1.6055(30.3)(226). На Au-Ag эпитемальном м-нии Руднонад-Гроном, район Банска-Быстрица (Словакия) с гринокитом, другими минералами гр. тетраэдрита, минералами основных металлов (base-metal minerals), сульфидами и сульфосолями Ag и галенитом. Назван по составу и за сходство с минералами гр. тетраэдрита. *Mikuš T., Vlasáč J., Majzlan J., Sejkora J., Steciuk G., Plášil J., Rößler C., Matthes C.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 2, p. 262–270.

12. Голубит (holubite) – $\text{Ag}_3\text{Pb}_6(\text{Sb}_8\text{Bi}_3)_{21}\text{S}_{24}$ – гр. лиллианита. Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 19.374$, $b = 13.201$, $c = 8.651\text{Å}$, $\beta = 90.112^\circ$. $Z = 2$. Зернистые агрегаты и каймы замещения более ранних Ag-Pb-Bi минералов до 200×50 мкм. Непрозрачный. Цв. стально-серый. Черта серая. Бл. метал. Плотн. 5.899 и 5.905 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). В отр св. сероватый. Двухотражение и плеохроизм слабые в серых оттенках. Анизотропия слабая до умеренной от серого до голубовато-серого. R_{\min} и R_{\max} на воздухе (%): 35.1 и 38.9 при 470 нм, 33.5 и 37.2 при 546, 32.7 и 36.4 при 589, 32.0 и 35.5 при 650 нм. Хим. (м.з., WDS, средн. из 6 опр.): Ag 8.34, Cu 0.05, Fe 0.03, Pb 32.76, Cd 0.02, Sb 23.95, Bi 15.47, S 19.74, сумма 100.36. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.7864(21)(2 1 2), 3.4706(27)(3 1 2), 3.4647(33)(31 2), 3.3416(100)(5 20), 3.3003(23)(040), 2.9405(37)(–2–32), 2.9381(33)(232), 2.27820(22)(332). В отвалах средневековой шахты в рудном районе Кутна Гора (Чехия) с другими членами гр. лиллианита, а также серебро- и висмутсодержащими галенитом и терриуолситом. Назван в честь чешского геолога Милана Голуба (Milan Holub, b. 1938). *Pažout R., Plášil J., Dušek M., Sejkora J., Dolníček Z.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 4, p. 582–590.

13. Жуйчжунит (ruizhongite) – $(\text{Ag}_2\Box)_{23}\text{Pb}_3\text{Ge}_2\text{S}_8$. Куб.с. $I\bar{4}3d$. $a = 14.0559$. $Z = 8$. Ангдральные зерна до 10 мкм. Непрозрачный. Цв. серый. Черта черная. Бл. метал. Тв. 3–3.5. Хрупкий. Плотн. 5.706 (выч.). R на воздухе (%): 34.0 при 470 нм, 34.1 при 546, 32.2 при 589, 30.5 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 18 опр.): Pb 57.37, S 21.39, Ge 11.53, Ag 7.34, Zn 1.57, Fe 0.27, сумма 99.47. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.755(100)(123), 3.511(76)(004), 2.992(73)(233), 2.574(21)(125), 2.482(79)(044), 2.276(46)(235), 2.075(24)(136) 1.784(39)(237). На Pb-Zn м-нии Усыхэ, пров. Сычуань (Китай) с галенитом и пиритом в сфалеритовой матрице. Назван в честь китайского геолога Жуйчжун Ху (Ruizhong Hu, b. 1958). *Meng Y.-M., Gu X., Meng S., Huang X.-W.* *Amer. Miner.* 2023, vol. 108, n 9, p. 1818–1823.

14. Ауроселенид (auroselenide) – AuSe. Монокл.с. $C2/m$. $a = 8.319$, $b = 3.616$, $c = 6.276\text{Å}$, $\beta = 104.54^\circ$. $Z = 4$. Ангдральные и каплеобразные зерна до 0.05×0.02 мм в сам. золоте, иногда их сложные агрегаты до 0.06 мм с минералами серии твердого р-ра малетойваямит-толстыхит, минералами серии фаматинит-люционит, гачингитом, фаматинитом, трипугиитом и сам. золотом. Непрозрачный. Цв. голубовато-серый. Черта серая. Бл. метал. Плотн. 9.750 (выч.). В отр. св. серый с голубоватым оттенком. Двухотражение очень слабое. R_{\min} и R_{\max} на воздухе (%): 28.4 и 31.5 при 470 нм, 30.2 и 33.3 при 546, 31.9 и 34.9 при 589, 34.3 и 37.3 при 650 нм. Дан рамановский

спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр.): Au 71.52, Ag 0.46, Se 23.11, Te 2.29, S 2.02, сумма 99.40. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.015(54)(200), 3.033(25)(11,002), 2.780(100)(202,111), 2.172(20)(311,310), 1.811(25)(113). На м-нии Малетовайям, Камчатка (Россия). Назван по составу. *Tolstykh N., Kasatkin A., Nestola F., Vymazalová A., Agakhanov A., Palyanova G., Korolyuk V.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 2, p. 284–291.

15. Зайковит (zaykovite) – Rh_3Se_4 . Монокл.с. $C2/m$. $a = 10.877$, $b = 11.192$, $c = 6.4796\text{Å}$, $\beta = 108.887^\circ$. $Z = 6$. Зерна-кристаллы до 40 мкм в зернах Pt_3Fe сплава. В отр. св. серый с голубовато-зеленоватым оттенком. В иммерсии имеет желто-зеленоватый оттенок. Бл. метал. Черта черная. Двухотражение и анизотропия слабые. R_{\max} и R_{\min} на воздухе (%): 30.1 и 29.3 при 470 нм, 32.2 и 31.0 при 546, 33.4 и 32.0 при 589, 35.1 и 33.7 при 650 нм. Хим. (SEM EDA, средн. из 5 опр.): Ir 7.77, Ru 0.21, Rh 36.90, Pt 14.26, Pd 0.14, Fe 0.06, S 6.15, Se 34.66, Te 0.45, сумма 100.60. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.43(37)(111), 3.275(75)(310), 3.199(100)(131), 3.061(87)(002), 2.568(62)(400), 2.545(41)(041). Среди РГМ на Казанском россыпном м-нии, Ю.Урал (Россия). Назван в честь русского минералога Виктора Владимировича Зайкова (Victor Vladimirovich Zaykov, 1938–2017). *Belogub E., Britvin S., Shilovskikh V., Pautov L., Kotlyarov V., Zaykova E.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 1, p. 118–129.

16. Толстыхит (tolstykhite) – $Au_3S_4Te_6$. Трикл.с. $P\bar{1}$. $a = 8.977$, $b = 9.023$, $c = 9.342\text{Å}$, $\alpha = 94.03^\circ$, $\beta = 110.03^\circ$, $\gamma = 104.27^\circ$. $Z = 2$. Отдельные ангдральные зерна до 0.05 мм. Непрозрачный. Голубовато-серый. Черта серая. Бл. метал. Хрупкий. Изл. неровн. Сп. хорошая по {010} и {001}. Плотн. 7.347 (выч.). В отр. св. серый с голубоватым оттенком. Слабо анизотропен с голубоватыми и коричневыми оттенками. R_1 и R_2 на воздухе (%): 32.6 и 34.3 при 470 нм, 32.4 и 34.1 при 546, 32.6 и 34.5 при 589, 33.0 и 35.0 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Эмпирическая ф-ла ($Au_{2.98}Ag_{0.01}$) $_{\Sigma 2.99}(S_{3.59}Se_{0.41})_{\Sigma 4.00}Te_{6.01}$. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.59(18)(010), 2.90(100)(013), 2.23(13)(133), 1.89(21)(134). На участке Гачинг м-ния Малетовайям, Камчатка (Россия) с сам. Se и Te, трипугиитом, калаверитом, фишессеритом, Cu-Te-содержащими блеклыми рудами, галенитом, золотом, малетовайямитом, минералами серии фаматинит-люционит, пиритом, баритом, ильменитом, магнетитом, кварцем и V-содержащим рутилом. Назван в честь русского минералога Надежды Дмитриевны Толстых (Nadezhda Dmitrievna Tolstykh, b. 1954). *Kasatkin A.V., Nestola F., Plášil J., Sejkora J., Vymazalová A., Škoda R.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 1, p. 34–39.

ГАЛОГЕНИДЫ

17. Наполиит (napoliite) – Pb_2OFCl . Тетр.с. $P4_2/mcm$. $a = 5.7418$, $c = 12.524\text{Å}$. $Z = 4$. Хорошо оформленные пластинч. кристаллы до $0.25 \times 0.25 \times 0.01$ мм, их кластеры до 0.4×0.4 мм на поверхности вулканического шлака. Прозрачный, бесцветный. Черта белая. Бл. алм. Хрупкий. Изл. расщепленный. Тв. ~ 3. Сп. совершенная по {001} Плотн. 7.797 (выч.). Одноосный. $n_{\text{средн.}}$ предположительно 2.10. В отр. св. серый. Анизотропия очень слабая. R_{\max} и R_{\min} на воздухе (%): 15.3 и 14.3 при 470 нм, 15.2 и 14.1 при 546, 14.9 и 13.8 при 589, 14.7 и 13.3 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр.): PbO 91.71, F 3.89, Cl 7.34, $-O=F + Cl$ 3.30, сумма 99.64. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.860(85)(111), 3.139(20)(004), 2.914(100)(113), 2.866(63)(200), 2.118(19)(204), 2.027(19)(220), 1.665(20)(313), 1.642(23)(117). В образце из фумаролы, действовавшей после извержения Везувия в 1944 г., Неаполь (Италия). Название от итальянского названия Неаполя – Napoli. *Kasatkin A.V., Siidra O.I., Nestola F., Pekov I.V., Agakhanov A.A., Koshlyakova N.N., Chukanov N.V., Nazarchuk E.V., Molinari S., Rossi M.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 5, p. 711–718.

18. Майккоксит (mikecoxite) – $(CHg_4)OCl_2$. Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 10.164$, $b = 10.490$, $c = 6.547\text{Å}$, $\beta = 90.037^\circ$. $Z = 4$. Агрегаты пластинчатых кристаллов

до 0.1 мм в длину. Непрозрачный. Цв. черный. Бл. субметал. до метал. с сильным отражением. Тв. не опр., но минерал мягкий при работе с иглой. Плотн. 8.58 (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 18 опр.): Hg 86.38, Cl 11.58, Br 0.46, S 1.81, сумма 100.23. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.49(34)(101,101), 4.65(32)(120), 2.989(81)(301,301,112,112,131,131), 2.884(100)(230), 2.673(79)(122,122,212,212), 2.300(30)(312,312), 1.7443(40)(060,432,432). На м-нии Мак-Дермит, округ Гумбольдт, шт. Невада (США) с клейнитом. Назван в честь американского минералога Майкла Ф. Кокса (Michael F. Cox, b. 1958). *Cooper M.A., Dunning G., Hawthorne F.C., Ma C., Kampf A.R., Spratt J., Stanley C.J., Christy A.G.* Amer. Miner. 2023, vol. 108, n 3, p. 606–613.

19. Калиталлит (kalithallite) – $K_3Tl^{3+}Cl_6 \cdot 2H_2O$. Тетр.с. $I4/mmm$. $a = 15.9333$, $c = 18.1088\text{\AA}$. $Z = 14$. Пластинч. до таблитч. кристаллы до $5 \times 30 \times 40$ мкм, уплощенные по [001], их кластеры и округлые агрегаты до 1 мм. Основные простые формы: {001} (пинакоид) и {100} и {010} (тетр. призмы). Прозрачный, бесцветный (в агрегатах белый до бледно-кремового). Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.01 (выч.). Одноосный (-). $n_o = 1.656$, $n_e = 1.662$. Хим. (м.з., WDS, средн. из 4 опр.): K 17.72, Zn 0.85, Tl 38.76, Cl 35.91, H_2O 5.99 (выч.), сумма 99.23. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.98(100)(202), 5.64(36)(220), 3.984(20)(400), 3.528(30)(105,224), 3.315(22)(422), 2.890(15)(334), 2.817(24)(206,503,440), 2.201(11)(624,552). В fumarольных отложениях Северного fumarольного поля Первого шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с крибострикситом, галитом, сильвинном, опалом и гипсом. Назван по составу – *kalium* и *thallium*. *Pekov I.V., Krzhizhanovskaya M.G., Yapaskurt V.O., Belakovskiy D.I., Sidorov E.G., Zhegunov P.S.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 2, p. 186–193.

20. Боунахасит (bounahasite) – $Cu^+Cu^{2+}_2(OH)_3Cl_2$. Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 8.5925$, $b = 6.4189$, $c = 10.4118\text{\AA}$, $\beta = 111.804^\circ$. $Z = 4$. Псевдогекс. пластинки до $3 \times 30 \times 40$ мкм, их кластеры. Цв. зеленый. Бл. стекл. Сп. совершенная по {110}. Плотн. 3.90 (выч.). Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., средн.): Cu_2O 23.26, CuO 51.72, Cl 23.36, H_2O 8.71, $-O=Cl$ 5.27, сумма 101.78. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.71(70)(101), 5.34(22)(011), 3.856(100)(012,202), 2.673(36)(022), 2.665(30)(103), 2.350(71)(123,301,214). В зоне окисления м-ния Боу Нахас, (Марокко) с сам. медью и параатакамитом. Назван по месту находки. *Lykova I., Rowe R., Poirier G., Friis H., Helwig K.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 2, p. 218–224.

21. Полит (pohlite) – $Pb_7(IO_3)(OH)_4Cl_9$. Трикл.с. $P\bar{1}$. $a = 7.3366$, $b = 9.5130$, $c = 16.2434\text{\AA}$, $\alpha = 81.592^\circ$, $\beta = 84.955^\circ$, $\gamma = 89.565^\circ$. $Z = 2$. Пластинчатые кристаллы до 4 мм в длину, удлинённые и исштрихованные по [010] и уплощенные по {001}. Простые формы: {001}, {011}, {012}, {013}, {014}, {013}, {102}, {104}, {102}, {111}, {110}, {120}, {121} и {123} (дан чертеж). Прозрачный. Бесцветный до бледно-серого. Черта белая. Бл. алмаз. Хрупкий. Тв. ~2.5. Изл. раков. При комнатной т-ре в разбавл. HCl становится мутным и очень медленно растворяется. Плотн. 5.838 и 5.975 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Двуосный (+). $aNg = 20^\circ$, $bNg = 30^\circ$. $n_p = 2.01$, $n_m = 2.02$ (выч.), $n_g = 2.05$ (выч.), $2V = 60^\circ$ (изм.), 60.7° (выч.). Дисперсия умеренная, $r > v$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 3 опр.): PbO 78.88, I_2O_5 8.75, Cl 17.28, H_2O 2.00 (выч. по стр-ре), $-O=Cl$ 3.90, сумма 103.01. Рентгенограмма (интенс. л., d , D): 5.77(34), 3.818(91), 3.674(85), 3.399(47), 3.321(38), 1.994(45), 2.486(40), 2.378(100). На м-нии Компания, Сьерра-Горда, Антофагаста (Чили) с массивным арагонитом и ангидритом. Назван в честь американского геолога Деметриуса Пола (Demetrius Pohl, b. 1944). *Kampf A.R., Harlow G.E., Ma C.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 2, p. 171–177; <https://www.mindat.org/min-470382.html>

ОКИСЛЫ, ГИДРООКИСЛЫ

22. Рэйдемаркит (raydemarkite) – $MoO_3 \cdot H_2O$. Природный аналог искусств. соединения α - MoO_3 . Трикл.с. $P1$. $a = 7.3750$, $b = 3.70920$, $c = 6.6833\text{\AA}$, $\alpha = 108.1080^\circ$, $\beta = 112.779^\circ$,

$\gamma = 91.7420^\circ$. $Z = 2$. Агрегаты игольчатых или призмат. кристаллов до $1.00 \times 0.10 \times 0.06$ мм, удлинённых по [010]. Бесцветный, прозрачный. Черта белая. Бл. стекл. Гибкий. Тв. ~ 1.5 . Сп. совершенная по {100} и {001}. Плотн. 3.44 (изм.), 3.41 (выч.). $n_{\text{средн.}} = 1.85$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 10 опр.): MoO_3 88.48, Sb_2O_3 0.13, сумма 88.61. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.693(18)(100), 5.759(100)(001), 3.334(40)(10), 3.277(36)(111), 3.181(16)(102), 3.058(18)(111), 2.892(16)(110). В одной из штолен группы разработок Саммит, шт. Нью-Мексико (США) с сидуиллитом, ильземаннитом, йордизитом, повеллитом, флюоритом, ангидритом, гипсом, боушкаитом, пиритом и кварцем. Назван в честь американского минералога и коллекционера минералов Рэймона (Рэй) Демарка [(Ramon (Ray) S. Demark, b. 1937)]. *Yang H., Gu X., Sousa F.X., Gibbs R.B., McGlasson J.A., Downs R.T.* *Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 1, p. 2817–1713.

23. Вирджиллуэтит (virgilluethite) – $\beta\text{-MoO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 7.2834$, $b = 10.6949$, $c = 7.4861 \text{ \AA}$, $\beta = 112.779^\circ$. $Z = 4$. Агрегаты пластинч. кристаллов (псевдоморфозы по сидуиллиту) до 10 мкм. Прозрачный. Цв. бледно-желто-зеленый. Черта белая. Бл. стекл. Гибкий. Тв. ~ 2 . Сп. совершенная по {010}. Плотн. 3.71 (изм.) и 3.69 (выч.). $n_{\text{средн.}} = 1.92$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): MoO_3 87.07. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.346(62)(020), 3.531(90)(012), 3.445(100)(210), 2.938(8)(131), 2.654(26)(040), 2.587(19)(202), 1.865(11)(004). В небольшой безымянной штольне группы разработок Саммит, округ Луна, шт. Нью-Мексико (США) с сидуиллитом, рэйдемаркитом, ильземаннитом, йордизитом, повеллитом, флюоритом, баритом, пиритом и кварцем. Назван в честь американского минералога Вирджила Луэта (Virgil Lueth). *Yang H., Gu X., Gibbs R.B., Downs R.T.* *Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 6, p. 1151–1162.

24. Ниобоиксиолит-(Mn²⁺) [nioboixiolite-(Mn²⁺)] – $(\text{Nb}_2\text{Mn})_{\Sigma 3}\text{O}_6$. Ромб.с. $Pbcn$. $a = 4.762$, $b = 5.739$, $c = 5.149 \text{ \AA}$. $Z = 4$. Призмат., преимущественно пластинч. кристаллы до $0.8 \times 1.5 \times 5$ мм, удлинённые по [001] и уплощенные по [100], их кластеры до 4 мм на 1 см. Цв. темно-коричневый до коричнево-черного. Черта коричневая. Бл. субметал. на гранях и алмаз. на сколе. Изл. раков. Микротв. 303, тв. 4.5–5. Плотн. 5.803 (выч.). В отр. св. серый с очень сильными желто-коричневыми внутренними рефlekсами. R_1 и R_2 на воздухе (%): 16.1 и 16.9 при 470 нм, 15.3 и 15.9 при 546, 15.0 и 15.66 при 589, 14.9 и 15.5 при 650 нм. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., средн. из 14 опр.): MnO 14.94, Sc_2O_3 1.80, Fe_2O_3 0.20, Y_2O_3 1.34, TiO_2 7.66, ZrO_2 1.74, SnO_2 1.01, ThO_2 0.26, UO_2 1.44, Nb_2O_5 42.80, Ta_2O_5 26.77, сумма 99.96. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.662(29)(110), 2.984(100)(111), 2.505(21)(021), 1.775(21)(130), 1.748(28)(202), 1.726(35)(221), 1.553(20)(113), 1.473(19)(023), 1.463(30)(311,132). В гранитном пегматите Соседка Малханского пегматитового поля, Забайкалье (Россия) с альбитом, кварцем, микроклином, эльбаитом, бериллом, висутином, эвксенитом-(Y), цирконом, рутилом, касситеритом и каннонитом. Назван по составу и за сходство с минералами гр. иксиолита. *Chukanov N.V., Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Shelukhina Yu.S., Britvin S.N., Pushcharovsky D. Yu.* *Записки РМО.* 2023, ч. CLII, № 1, с. 8–17.

25. Шинколобвейт (shinkolobweite) – $\text{Pb}_{1.333}[\text{U}^{5+}\text{O}(\text{OH})(\text{UO}_2)_5\text{O}_{4.67}(\text{OH})_{5.33}](\text{H}_2\text{O})_5$. Ромб.с. $Pnmm$. $a = 14.4808$, $b = 7.0681$, $c = 11.9423 \text{ \AA}$. $Z = 2$. Призмат. и пластинч. кристаллы до 0.5 мм, уплощенные по {010} и удлинённые [001]. Простые формы: {100}, {010}, {101}, {101}. Полупрозрачный. Цв. глубокий красновато-коричневый. Черта светло-бронзово-желтая. Бл. субалмазн. Тв. ~ 2 . Хрупкий. Сп. совершенная по {010} и несовершенная по {100}. Изл. ровный. Плотн. 5.853 и 5.850 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Медленно раств. в разбавленной HCl, становясь желтовато-оранжевым. Двуосный (+). $Np = c$, $Nm = a$, $Ng = b$. $n_p = 1.865$, $n_m = 1.875$, $n_g = 1.890$, $2V = 77^\circ$ (изм.), 79° (выч.). Дисперсия сильная, $r \gg v$. Плеохроизм: по Np

оранжво-желтый, по *Nm* желто-коричневый, по *Ng* темно-оливково-зеленый. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): UO_3 67.47, U_2O_5 13.07, PbO 13.48, H_2O 6.92, сумма 100.94. Рентгенограмма (интенс. л, *d*, *I*): 7.27(27), 3.614(15), 3.486(49), 3.149(100), 2.519(15), 2.031(15), 1.993(23), 1.771(16). На м-нии Шинколобве (ДР Конго) с фурмарьеритом, рёзерфордином, соддиитом и склодовскитом. Назван по месту находки. *Olds T.A., Lussier A.J., Petříček V., Plášil J., Kampf A.R., Oliver A.G., Burns P.C., Dembowski M., Steele I.M.* *Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 5, p. 999–1020; <https://www.mindat.org/min-51555.html>

26. Ботубинскит (botuobinskite) – $\text{SrFe}^{2+}(\text{Ti}^{4+}_{12}\text{Cr}^{3+}_6)_{\Sigma 18}\text{Mg}_2[\text{O}_{36}(\text{OH})_2]$ – гр. кричтонита. Триг.с. *R3*. $a = 10.3644$, $c = 20.6588\text{Å}$. $Z = 3$. Игольчатые и пластинч. включения в пиропе до 1 мм в длину и 30 мкм в диаметре. Непрозрачный. Цв. угольно-черный. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 4.3582 (выч.). В пр. св. коричневый до темно-вишнево-красного. В поляр. св. серовато-белый со слабым коричневатым оттенком. В скрещ. николях анизотропный с голубовато-серыми до зеленовато-коричневых оттенками. R_1 и R_2 на воздухе (%): 18.7 и 18.7 при 470 нм, 17.6 и 17.4 при 546, 17.4 и 17.2 при 589, 17.6 и 17.4 при 650 нм. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн.): Nb_2O_5 0.03, TiO_2 55.80, ZrO_2 1.52, Al_2O_3 1.40, V_2O_5 0.56, Cr_2O_3 18.23, La_2O_3 0.94, Ce_2O_3 0.92, MgO 3.63, CaO 0.56, MnO 0.11, FeO 4.63, Fe_2O_3 6.03, NiO 0.04, SrO 1.53, BaO 1.95, Na_2O 0.06, K_2O 0.11, H_2O 0.52 (выч. по FTIR-спектру), сумма 98.57. Рентгенограмма (интенс. л, *d*, *I*): 3.388(100), 3.040(65), 2.868(71), 2.836(75), 2.132(89), 1.792(70), 1.590(87), 1.437(91). В ксенокристаллах пироба в кимберлитовой трубке Интернациональная в районе г. Мирный, Якутия (Россия) с рутилом, пикроильменитом и Ст-шпинелью. Название по Ботубинской геолого-разведочной экспедиции. *Rezyukhin D.I., Rashchenko S.V., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Alifirova T.A., Pautov L.A., Nigmatulina E.N., Seryotkin Y.V.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 3, p. 433–442; <https://www.mindat.org/min-55114.html>

27. Мирныит (mirnyite) – $\text{SrZr}(\text{Ti}^{4+}_{12}\text{Cr}^{3+}_6)_{\Sigma 18}\text{Mg}_2\text{O}_{38}$ – гр. кричтонита. Триг.с. *R3*. $a = 10.3734$, $c = 20.6910\text{Å}$. $Z = 3$. Игольчатые и пластинч. удлинённые кристаллы до 1 мм в пиропе. Непрозрачный. Цв. угольно-черный. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 4.3867 (выч.). В пр. св. коричневый до темно-вишнево-красного. В поляр. св. серовато-белый со слабым коричневатым оттенком. В скрещ. николях анизотропный с голубовато-серыми до зеленовато-коричневых оттенками. R_1 и R_2 на воздухе (%): 19.6 и 23.0 при 470 нм, 17.5 и 20.5 при 546, 18.0 и 21.0 при 589, 19.6 и 22.3 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): Nb_2O_5 0.08, TiO_2 55.45, ZrO_2 4.20, Al_2O_3 1.49, V_2O_5 0.54, Cr_2O_3 16.09, La_2O_3 1.04, Ce_2O_3 1.02, MgO 3.27, CaO 0.53, MnO 0.09, FeO 4.05, Fe_2O_3 7.35, NiO 0.05, SrO 1.81, BaO 1.24, PbO 0.08, Na_2O 0.07, K_2O 0.13, сумма 98.58. Рентгенограмма (интенс. л, *d*, *I*): 3.392(100), 3.043(73), 2.872(71), 2.839(76), 2.135(79), 1.794(70), 1.592(85), 1.439(88). В ксенокристаллах пироба в кимберлитовой трубке Интернациональная в районе г. Мирный, Якутия (Россия) с рутилом, пикроильменитом и Ст-шпинелью. Название по городу Мирный. *Rezyukhin D.I., Rashchenko S.V., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Alifirova T.A., Pautov L.A., Nigmatulina E.N., Seryotkin Y.V.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 3, p. 433–442; <https://www.mindat.org/min-55116.html>

ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ, АРСЕНИТЫ, ВАНАДАТЫ

28. Дейнекоит (deynekoite) – $\text{Ca}_9\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_7$ – гр. меррилита. Триг.с. *R3c*. $a = 10.3516$, $c = 37.1599\text{Å}$. $Z = 6$. Изоструктурен с меррилитом. Агрегаты зерен до 30–40 мкм. Прозрачный. Цв. светло-желтый и светло-коричневый. Черта белая с желтоватым оттенком. Хрупкий. Микротв. 319 (тв. 4.5). Изл. раков. Плотн. 3.09 (выч.). Одноосный (-). $n_o = 1.658$, $n_e = 1.652$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 12 опр.): V_2O_5 0.41, P_2O_5 46.11, Fe_2O_3 4.59, Al_2O_3 0.25, CaO 46.40, MgO

1.14, K₂O 0.10, Na₂O 0.32, H₂O 0.25 (выч. по зарядному балансу), сумма 99.57. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.451(51)(104), 3.433(25)(1.0.10), 3.183(64)(214), 2.861(100)(0.2.10), 2.737(24)(128), 2.588(81)(220), 1.919(24)(4.0.10), 1.716(28)(2.0.20). В фосфид-и фосфат-содержащей фации паралавы комплекса Хатрурим, Даба-Сивака (Иордания). Назван в честь русского химика Дины Валерьевны Дейнеко (Dina V. Deyneko, b. 1988). *Galuskin E.V., Stachowicz M., Galuskina I.O., Woźniak K., Vapnik Y., Murashko M.N., Zieliński G. Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 10, p. 943–954.*

29. Монацит-(Gd) [monazite-(Gd)] – GdPO₄. Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 6.703$, $b = 6.914$, $c = 6.383\text{Å}$, $\beta = 103.8^\circ$. $Z = 4$. Ангдральные домены до 100 мкм. Плотн. 5.55 (выч.). Хим. (м.з., средн. 6 опр.): P₂O₅ 29.68, As₂O₅ 0.15, SiO₂ 0.07, ThO₂ 0.01, UO₂ 0.04, Y₂O₃ 1.30, La₂O₃ 3.19, Ce₂O₃ 6.93, Pr₂O₃ 1.12, Nd₂O₃ 10.56, Sm₂O₃ 17.36, Eu₂O₃ 1.49, Gd₂O₃ 22.84, Tb₂O₃ 1.57, Dy₂O₃ 2.27, Ho₂O₃ 0.24, Er₂O₃ 0.20, Tm₂O₃ 0.02, Y₂O₃ 0.28, Lu₂O₃ 0.01, FeO 0.08, MnO 0.03, CaO 0.21, PbO 0.01, Cl 0.03, -O=Cl 0.01, сумма 99.68. Рентгенограмма (интенс. л, d , l): 3.450(32), 3.227(68), 3.024(100), 2.804(48), 2.394(54), 2.335(25), 2.140(24), 1.833(28). В REE-U-Au кварцевой жиле около Зимна Вода, Праковце (Словакия) с монацитом-(Sm), Gd-содержащим ксенотимом-(Y) и Gd-содержащим хинганитом-(Y), фторапатитом и уранинитом. Назван по составу по аналогии с минералами гр. монацита. *Ondrejka M., Uher P., Ferenc Š., Majzlan J., Pollok K., Mikuš T., Milovská S., Molnárová A., Škoda R., Kopáček R., Kurylo S., Bačík, P. Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 4, p. 568–574; <https://www.mindat.org/min-470481.html>*

30. Мазорит (mazorite) – Ba₃(PO₄)₂. Р аналог гуримита. Триг.с. $R\bar{3}m$. $a = 5.6617$, $c = 21.1696\text{Å}$. $Z = 3$. Стр-ра типа пальмиерита. Пластинчатобразные кристаллы до 15x100 мкм, редко их агрегаты. Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Бл. стекл. Сп. хорошая по (001). Хрупкий. Микротв. 461 (тв. ~ 4.5). Изл. неровн. или неправ. Плотн. 4.81 (выч.). Одноосный (+). $n_o = 1.760$, $n_e = 1.766$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 8 опр.): SO₃ 3.23, P₂O₅ 13.95, V₂O₅ 8.77, SiO₂ 0.32, Al₂O₃ 0.36, CaO 0.21, SrO 0.09, BaO 69.82, Na₂O 0.22, K₂O 1.74, сумма 98.71. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.5968(15.6)(104), 3.2045(100)(115), 2.8309(82.5)(210), 2.2245(13.7)(224), 2.1216(36.5)(205), 1.9435(20.9)(1.0.10), 1.6977(23.8)(225), 1.3944(13.4)(3.1.10). В ранкинитовых паралавах в пирометаморфических породах формации Хатрурим (Израиль) (голотип) с задовитом, цельзианом, гексацельзианомбенешеритом, санборнитом, уолстромитомитомитом, фреснонитом, гуримитом, алфорситом и бариоферритом. Установлен также в ксенолитах вулкана Беллеберг (Германия). Назван в честь израильского геолога Эмануила Мазора (Emanuil Mazor, 1933–2021). *Juroszek R., Galuskina I., Krüger B., Krüger H., Vapnik Y., Kahlenberg V., Galuskin E. Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 5, p. 679–689.*

31. Крокобелонит (crocobelonite) – CaFe³⁺₂(PO₄)₂O. Установлены две полиморфные модификации – 2O и 1M. Игольчатые агрегаты до 0.5 мм призмат. до игольчатых кристаллов до 30×150 мкм. Цв. шафраново-красный (ближе к крокоиту). Черта оранжевая. Бл. стекл. до смол. Хрупкий. Сп. совершенная в двух направлениях (2O) и в одном направлении (1M), || удлинению. Тв. 4. Плотн. выч. 3.55 (2O) и 3.604 (1M). Крокобелонит-2O ромб.с. $Pnma$. $a = 14.2757$, $b = 6.3832$, $c = 7.3169\text{Å}$. $Z = 4$. Двуосный (-). $n_p = 1.885$, $n_m = 1.885$, $n_g = 1.950$, $2V = 10^\circ$ (изм.). Плеохроизм: по Np и Nt бледно-желтый, по Ng темно-коричневато-оранжевый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 7 опр.): CaO 16.03, MgO 0.56, Fe₂O₃ 43.37, Al₂O₃ 0.33, SiO₂ 0.32, P₂O₅ 39.45, сумма 100.06. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.54(16)(200), 5.12(26)(201), 3.549(100)(102), 3.200(50)(401), 2.912(19)(220), 2.869(40)(411), 2.662(21)(501). Крокобелонит-1M монокл.с. $P2_1/m$. $a = 7.2447$, $b = 6.3832$, $c = 7.3993\text{Å}$, $\beta = 106.401^\circ$. $Z = 2$. Двуосный (-). $n_p = 1.835$, $n_m = 1.935$, $n_g = 1.955$, $2V = 44^\circ$ (выч.). Плеохроизм: по Np и Nt бледно-желтый, по Ng темно-коричневато-оранжевый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 8 опр.): CaO 15.56, MgO 0.16, NiO 0.78, Fe₂O₃ 41.28,

Al_2O_3 0.45, V_2O_5 0.42, Cr_2O_3 0.23, TiO_2 0.79, P_2O_5 39.94, сумма 99.61. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.98(17)(100), 4.40(22)(101), 3.547(100)(201), 3.485(21)(200), 3.195(50)(020), 2.855(38)(102), 2.389(33)(122). В пирометаморфических породах формации Хатрурим (Израиль и Иордания) с водными Fe-Ni фосфатами, гематитом, диопсидом, анортитом, баррингеритом, трансирданитом, мурашкоитом, халамишитом и негевитом. Название от греческих слов $\kappa\rho\acute{o}\chi\omicron\varsigma$ (шафран) и $\beta\epsilon\lambda\acute{o}\nu\alpha$ (иголка). *Britvin S.N., Murashko M.N., Krzhizhanovskaya M.G., Vlasenko N.S., Vereshchagin O.S., Vapnik Y., Bocharov V.N.* Amer. Miner. 2023, vol. 108, n 10, p. 1973–1983.

32. Фторалфорсит (fluoralforsite) – $\text{Ba}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ – надгруппа апатита. Гекс.с. $P6_3/m$. $a = 10.0031$, $c = 7.5382\text{Å}$. $Z = 2$. Кристаллы до 50 мкм в длину. Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Микротв. 320.4 (тв. 4–4.5). Плотн. 4.57 (выч.). Одноосный (-). $n_o = 1.689$, $n_e = 1.687$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр.): F 1.82, Cl 0.53, Na_2O 0.23, K_2O 0.25, CaO 6.16, SrO 0.56, BaO 65.42, FeO 0.39, SiO_2 1.24, P_2O_5 18.48, V_2O_5 2.92, SO_3 1.93, $-\text{O}=\text{F}+\text{Cl}$ 0.88, сумма 99.05 (в оригинале 98.62). Рентгенограмма (интенс. л.): 3.272647(34.75269)(120), 3.008043(76.4814)(112), 3.008043(38.02324)(112), 3.001576(100)(121), 3.001576(51.32224)(211), 3.001576(49.71637)(121), 2.886203(47.08972)(300). В ранкинитовых паралавах, заполняющих трещины в геленитовых роговиках, формация Хатрурим, пустыня Негев (Израиль) с уолстромитом, минералами серии задовит-арадит, гуримитом, беннешеритом, бариоферритом и баритом. Назван по составу и за сходство с алфорситом. *Krzatata A., Skrzyńska K., Cametti G., Galuskina I., Vapnik Y., Galuskin E.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 6, p. 866–877.

33. Фторпироморфит (fluorpyromorfit) – $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$. Надгр. апатита. Гекс.с. $P6_3/m$. $a = 9.779$, $c = 7.241\text{Å}$. $Z = 2$. Описание дается для голотипа. Ангедральные зерна до 0.2×0.15 мм. Бесцветный. Полупрозрачный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Сп. несовершенная по (001). Тв. 3.5–4 (по аналогии с пироморфитом). Плотн. 7.382. Одноосный (-). $n_{\text{средн.}} = 2.04$ (выч.). R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 16.6 и 15.8 при 470 нм, 17.3 и 16.2 при 546, 16.9 и 15.9 при 589, 16.2 и 15.4 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 8 опр.): CaO 0.10, SrO 0.17, PbO 83.51, P_2O_5 16.13, F 1.00, Cl 0.29, H_2O 0.13, $-\text{O}=(\text{F}+\text{Cl})$ 0.49, сумма 100.84. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.236(25)(200), 3.337(30)(102), 3.189(28)(210), 2.931(100)(112), 2.806(20)(300), 1.838(48)(402), 1.534(20)(502). В кварцевой жиле на небольшом свинцовом рудопроявлении Суховяз (Суховязское) на горе Суховяз, Южный Урал (Россия) (голотип) с фторапатитом, гердсдорфитом, монацитом-(Ce), мусковитом, рутилом, цирконом и гипергенными пироморфитом, гидроксилпироморфитом, акантитом, фторфосфогедифаном и миметизитом. Установлен также в палеофумарольном поле на западном склоне горы 1004, шлаковом конусе Толбачика, Камчатка (Россия) (котип). Назван по составу по аналогии с пироморфитом и гидроксилпироморфитом. *Kasatkin A.V., Pekov I.V., Škoda R., Chukanov N.V., Nestola F., Agakhanov A.A., Kuznetsov A.M., Koshlyakova N.N., Plášil J., Britvin S.N.* Jour. Geosci. 2023, vol. 68, n 1, p. 81–93.

34. Якубовичит (yakubovichite) – $\text{CaNi}_2\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_3$. Ромб.с. *Imma*. $a = 10.3878$, $b = 13.0884$, $c = 6.4794\text{Å}$. $Z = 4$. Поликристаллические обособления до 0.2 мм изометричных зерен. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. от темно-желтого до лимонно-желтого. Черта желтовато-белая. Бл. стекл. Тв. 4. Плотн. 3.657 (выч.). Двuosный (-). $n_p = 1.725$, $n_m = 1.765$, $n_g = 1.775$, $2V = 38^\circ$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 7 опр.) (голотип): NaO 1.82, K_2O 1.76, CaO 6.37, SrO 0.49, BaO 1.37, MgO 2.13, NiO 21.39, CuO 0.16, Fe_2O_3 18.80, Al_2O_3 1.06, V_2O_5 0.44, Cr_2O_3 0.15, P_2O_5 44.15, сумма 100.09. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.82(44)(011), 5.51(73)(101), 5.21(32)(200), 4.214(34)(121), 3.013(31)(112), 2.772(97)(240), 2.748(100)(202), 2.599(38)(400). В паралавах в заброшенном фосфоритовом карьере комплекса Даба-Сивака, Трансиорданское плато, мухафаза (обл.) Амман (Иордания) с крокобелонитом, гематитом

и другими фосфатами и фосфидами. Назван в честь российского кристаллохимика Ольги Всеволодовны Якубович (Olga Vsevolodovna Yakubovich, b. 1950). *Britvin S. N., Murashko M. N., Krzhizhanovskaya M. G., Vapnik Ye., Vlasenko N. S., Vereshchagin O. S., Pankin D. V., Zaitsev A. N., Zolotarev A. A.* Amer. Miner. 2023, vol. 108, n 11, p. 2142–2150.

35. Кирьюит (kiryuite) – $\text{NaMnAl}(\text{PO}_4)\text{F}_3$. Монокл.с. $P2_1/m$. $a = 5.425$, $b = 7.128$, $c = 6.817\text{\AA}$, $\beta = 109.41^\circ$. $Z = 2$. Порошок в трещинах кристаллов триплита и на контакте триплита и кварца. Иногда пористые пластинчатоподобные агрегаты до 5 мкм с размером зерен в несколько мкм. Цв. белый, черта белая, бл. стекл. Тв. 5. Плотн. 3.32 (выч.). $n_{\text{средн.}} = 1.578$ (выч.). Хим. (SEM EDS, средн. из 14 опр.): Na_2O 11.99, CaO 8.54, MnO 15.88, FeO 1.20, MgO 0.25, Al_2O_3 19.98, P_2O_5 28.72, F 17.37, H_2O 2.53 (выч. по стехиометрии), $-\text{O}=\text{F}$ 7.31, сумма 99.15 (в оригинале 100.13). Рентгенограмма (интенс. л.): 3.123(57)(002), 2.923(53)(012,120), 2.877(100)(121), 2.560(27)(200), 2.263(43)(103), 2.155(76)(221). На м-нии Цукубара, город Кирю, преф. Гумма (Япония) с гоацитом, горсейкситом и флюоритом. Назван по месту находки. *Nishio-Hamane D., Yajima T., Ikari I., Ohki Y., Hori H., Ohara Y. J.* Miner. Petrol. Sci. 2023, vol. 118, n 1, doi:10.2465/jmps.230605

36. Гунмаит (gunmaite) – $(\text{Na}_2\text{Sr})_{\Sigma 3}\text{Sr}_2\text{Al}_{10}(\text{PO}_4)_4\text{F}_{14}(\text{OH})_{12}$. Триг.с. $\bar{R}3m$. $a = 6.9972$, $c = 50.270\text{\AA}$. $Z = 3$. Эвгедраьные до субгедральные ядра (до 200 мкм) в гексагональных таблитч. кристаллах (до 500 мкм), каймы вокруг которых сложены кинторейтом или сегнитом. Бесцветный, прозрачный. Бл. смол. Сп. совершенная по {001}. Тв. 5. Плотн. 3.38 (выч.). $n_{\text{средн.}} = 1.557$ (выч.). Хим. (SEM EDS, средн. из 8 опр.): Na_2O 3.61, SrO 14.19, BaO 7.04, CaO 0.02, MgO 2.05, Al_2O_3 33.94, P_2O_5 19.19, F 20.88, H_2O 5.98 (выч. по стехиометрии), $-\text{O}=\text{F}$ 8.79, сумма 98.11. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.016(23)(101), 5.458(62)(104), 3.499(24)(110), 3.425(23)(113), 2.965(100)(119), 2.138(32)(1.0.22), 1.900(38)(039), 1.749(43)(220). На м-нии Цукубара, город Кию, преф. Гумма (Гумма), Япония с гоацитом, горсейкситом и флюоритом. Назван по месту находки. *Nishio-Hamane D., Yajima T., Ikari I., Ohki Y., Hori H., Ohara Y. J.* Miner. Petrol. Sci. 2023, vol. 118, n 1, doi:10.2465/jmps.230605

37. Плайштайнит (pleisteinite) – $[(\text{H}_2\text{O})\text{K}]_{\Sigma 2}\text{Mn}_2\text{Al}_3(\text{PO}_4)_4\text{F}_2(\text{H}_2\text{O})_{10}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$, Al аналог бенякарита. Ромб.с. $Pbca$. $a = 10.4133$, $b = 20.5242$, $c = 12.2651\text{\AA}$. $Z = 4$. Изолированные короткие призмы часто с пирамидальным окончанием до 30×100 мкм и их небольшие агрегаты на тонкозернистом цвизелите. Простые формы: {010}, {111}, {100} и {001} (дан чертж). Бесцветный. Плотн. 2.34 (выч.). Двусный (+). $Np = c$, $Nm = b$, $Ng = a$, $n_p = 1.566$, $n_m = 1.580$, $n_g = 1.600$, $2V = 80^\circ$ (изм.), 80.7° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр.): K_2O 5.20, MnO 9.26, ZnO 0.41, MgO 2.13, Al_2O_3 12.14, FeO 2.14, Fe_2O_3 1.72, TiO_2 5.47, P_2O_5 31.07, F 2.41, H_2O 29.50 (выч. по стр-ре), $-\text{O}=\text{F}$ 1.01, сумма 100.44. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.29(49)(020), 7.41(65)(111), 6.13(100)(002), 5.20(43)(102,200,131,040), 3.699(59)(113), 3.122(69)(251), 2.867(76)(322). В пегматите Хагендорф-Зюд, Верхний Пфальц, Бавария (Германия) с цвизелитом, норгауитом, рокбриджитом, флюеллитом, пиритом и колумбитом. Название от городского округа Плайштайн в Верхнем Пфальце. *Grey I.E., Hochleitner R., Rewitzer C., Kampf A.R., MacRae C.M., Gable R.W., Mumme W.G., Keck E., Davidson C.* Europ. J. Miner. 2023, vol. 35, n 2, p. 189–197.

38. Манганрокбриджеит (manganrockbridgeite) – $\text{Mn}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}_3(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O})$ – гр. рокбриджерита. Монокл.с. $P2_1/m$. $a = 5.198$, $b = 16.944$, $c = 7.451\text{\AA}$, $\beta = 110.170^\circ$. $Z = 2$. Плотные прорастания и кластеры пластинчатых кристаллов до 200×20 н мкм, удлиненных по [100] и уплощенных по {001}. Сп. совершенная по {001}. Цв. черный. Бл. перл. В пр. св. зеленый, в скрещенных николях – красный. Черта серовато-зеленая. Плотн. 3.40 (выч.). Двусный (+/–). $Np = b$, $Ng = a$, $n_p = 1.795$, $n_m = 1.805$, $n_g = 1.815$, $2V = 90^\circ$ (выч.). Дан мёссбауэровский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): MnO 11.64, FeO 7.60, Fe_2O_3 37.18, P_2O_5 32.61, H_2O 9.00 (выч. по стр-ре), сумма 98.03.

Рентгенограмма (интенс. л.): 4.880(61)(100), 4.734(32)(110), 3.638(32)(041), 3.458(71)(102), 3.404(30)(112), 3.209(100)(121), 2.435(70)(112), 1.5961(49)(244). В пегматите Хагендорф-Зюд, Верхний Пфальц, Бавария (Германия) с гематитом, кеннготтитом, кварцем, коррейяновеситом, таворитом, свитцеритом, берманитом, минералами гр. джансита, стюартитом, лауэитом и псевдолауэитом. Назван по составу и за сходство с рокбриджитом. *Grey I.E., Hochleitner R., Kampf A.R., Boer S., MacRae C.M., Cashion J.D., Rewitzer C., Mumme W.G.* *Europ. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 2, p. 295–304.

39. Дунчуаньит (dongchuanite) – $\text{Pb}_4\text{ZnZn}_2(\text{PO}_4)_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$. Трикл.с. $P\bar{1}$, $a = 4.7620$, $b = 8.5070$, $c = 10.3641\text{Å}$, $\alpha = 97.110^\circ$, $\beta = 101.465^\circ$, $\gamma = 92.273^\circ$. $Z = 1$. Сферические радиальные агрегаты до 1 мм пластинчатых кристаллов до 20 мкм. Простые формы: {100}, {010}, {011} и {011} (дан чертеж). Прозрачный. Цв. бирюзово-зеленоватый. Черта бесцветная. Бл. стекл. Хрупкий. Сп. хорошая по {011}. Тв. 2–2.5, микротв. 91.3. Плотн. 6.06 (выч.). Двуосный (-). $n_{\text{средн.}} = 1.90$ (выч.), $2V = 70^\circ$ (изм.). Дисперсия очень слабая, $r < v$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 8 опр.): BaO 0.05, CdO 0.21, As_2O_3 4.62, SiO_2 0.03, ZnO 14.91, CuO 2.45, FeO 0.02, V_2O_5 0.01, PbO 59.59, SO_3 0.05, P_2O_5 16.19, H_2O 1.23 (выч. по стр-ре), сумма 99.36. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.6519(45)(101), 3.4419(100)(112), 3.1302(30)(121), 3.0347(50)(112), 2.9231(40)(113), 2.8106(30)(030), 2.3843(35)(-201), 1.8582(17)(212). На медном м-нии Дунчуань, пров. Юньнань (Китай) с кварцем, тейситом, весцелиитом, кипушитом, тангданитом, тиролитом, арсеновесцелиитом, байлдонитом, купродунчуаньитом и гемиморфитом. Назван по месту находки. *Li G., Sun N., Shen H., Xue Y., Hao J., de Fourestier J.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 4, p. 611–618.

40. Лумисит (loomisite) – $\text{Ba}[\text{Be}_2\text{P}_2\text{O}_8] \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. Pn . $a = 7.6292$, $b = 9.429$, $c = 4.7621\text{Å}$, $\beta = 91.272^\circ$. $Z = 2$. Первое природное соединение с цеолитным каркасом ABW типа. Кластеры расходящихся тонких пластинчатых кристаллов до $0.80 \times 0.06 \times 0.03$ мм с конусовидными до тупых окончаний. Прозрачный. Цв. тускло-белый. Черта белая. Бл. шелк. до стекл. Хрупкий. Тв. 3.5–4. Сп. совершенная по {100} и {110}. Плотн. 3.46 (изм.), 3.512 (выч.). Двуосный (+). $n_p = 1.579$, $n_m = 1.591$, $n_g = 1.606$, $2V = 82^\circ$ (изм.), 85° (выч.). Дисперсия очень слабая, $r > v$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр.): P_2O_5 38.66, CaO 0.85, FeO 1.12, BaO 40.17, BeO 13.39 (ISP-MS), H_2O 4.94, сумма 99.13. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.945(27.2)(110), 4.259(38.9)(011), 3.068(44.5)(121), 2.897(100.0)(130), 2.869(65.1)(211), 2.816(54.0)(211), 2.385(57.8)(002). На м-нии Биг-Чиф майн, округ Пеннингтон, шт. Юж. Дакота (США) с дондоэллитом, эрлшаннонитом, митридатитом, рокбриджитом, джанситом-(CaMnFe) и кварцем. Назван в честь американского геологического деятеля Томаса Лумиса (Thomas A. Loomis). *Yang H., Gu X., Gibbs R.B., Downs R.T.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 1, p. 79–85.

41. Джансит-(NaMnMn) [jahnsite-(NaMnMn) – $\text{NaMn}^{2+}(\text{Mn}^{2+}\text{Fe}^{3+})_{\Sigma 2}\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. $P2_1/a$. $a = 15.1359$, $b = 7.2035$, $c = 9.9876\text{Å}$, $\beta = 110.361^\circ$. $Z = 2$. Агрегаты сдвойникованных призмат. кристаллов, удлинённых по [100] до 80×25 мкм. Простые формы; {001}, {100}, {011} и {201} (дан чертеж). Цв. оранжево-желтый. Черта бледно-желтая. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. ~ 4. Сп. хорошая по {001}. Плотн. 2.774 (выч.). Двуосный (-). $Ng = b$. $n_p = 1.645$, $n_m = 1.671$, $n_g = 1.674$, $2V = 36^\circ$ (изм.). Плеохроизм: по Np бледно-желто-коричневый, по Nm и Ng светло-желто-коричневый. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., средн. из 12 опр.): Na_2O 2.18, CaO 2.48, Al_2O_3 0.35, Fe_2O_3 20.49, MgO 1.36, MnO 17.39, Mn_2O_3 3.00, P_2O_5 32.87, H_2O 18.99, сумма 99.11. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.310(58)(001), 5.035(26)(210), 4.940(24)(111), 4.664(25)(002), 3.948(24)(212,310), 3.551(34)(312,400), 2.851(100)(022), 2.606(27)(421). В пегматите Випераминга Хилл (Юж. Австралия) с берманитом, фосфосидеритом, штрэнгитом и неизвестным Mn-Fe фосфатом. Назван по составу в соответствии

номенклатурой надгр. джансита. *Elliott P., Kampf, A.R. Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 6, p. 1163–1173.

42. Уайтит-(CaMnFe) – [whiteite-(CaMnFe) – $\text{CaMn}^{2+}\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_2(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ – гр. джансита. Монокл.с. $P2/a$. $a = 14.925$, $b = 7.0100$, $c = 10.053\text{\AA}$, $\beta = 111.31^\circ$. $Z = 2$. Агрегаты стержнеподобных кристаллов до 50×500 мкм, сложенных из субпараллельно сросшихся пластинок до n мкм толщиной, уплощенных по {001} и удлиненных по [010]. Цв. бледно-желтый. Плотн. 2.80 (изм.), 2.78 (выч.). Двуосный (+). $Nm = b$, $n_p = 1.608$, $n_m = 1.612$, $n_g = 1.624$, $2V = 59^\circ$ (изм.), 60.4° (выч.). Хим. (м.з., WDS, средн. из 18 опр.): CaO 4.80, 15.40, ZnO 0.57, MgO 1.44, Al_2O_3 11.56, FeO 10.71, Fe_2O_3 1.20, P_2O_5 34.19, H_2O 19.79 (выч. по идеальной ф-ле), сумма 99.66. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.397(35)(001), 4.932(38)(210), 4.707(20)(002), 3.493(20)(400), 2.923(29)(401), 2.807(100)(022), 1.950(20)(024). В пегматите Хагендорф-Зюд, Верхний Пфальц, Бавария (Германия) с рокбриджеитом, кварцем, слюдой, полевым шпатом, вторичным трифилитом. Назван по составу согласно номенклатуре минералов гр. джансита (Moore, Ito, 1978). *Hochleitner R., Rewitzer C., Grey I.E., Mumme W.G., MacRae C.M., Kampf A.R., Keck E., Gable R.W., and Glenn A.M. Europ. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 1, p. 95–103.

43. Хохляйтнерит (hochleitnerite) – $[\text{K}(\text{H}_2\text{O})]\text{Mn}_2(\text{TiFe})_{\Sigma 3}(\text{PO}_4)_4\text{O}_2(\text{H}_2\text{O})_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ – гр. паулькеллерита. Ромб.с. $Pbca$. $a = 10.5513$, $b = 20.6855$, $c = 12.4575\text{\AA}$. $Z = 4$. Изолированные и сросшиеся таблитч. кристаллы до 80 мкм, уплощенные по {010} и слегка удлиненные по [001], ограниченные {111} и {010} формами (дан чертеж). Цв. бледно-желтый. Плотн. 2.40 (выч.). Двуосный (+). $Np = b$, $Nm = c$, $Ng - a$. $n_p = 1.615$, $n_m = 1.621$, $n_g = 1.645$, $2V = 53.8^\circ$ (выч.). Дисперсия умеренная, $r < v$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 12 опр.): K_2O 4.64, MnO 10.65, MgO 0.04, Al_2O_3 0.64, FeO 3.36, Fe_2O_3 9.78, TiO_2 12.95, P_2O_5 28.08, F 0.44, H_2O 26.87 (выч.), $-\text{O}=\text{F}$ 0.19, сумма 97.26. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.32(51)(020), 7.51(55)(111), 6.24(72)(002), 5.23(43)(200,131), 3.747(52)(222), 3.141(100)(251), 2.881(59)(260,124), 2.619(60)(342,262,144). В пегматите Хагендорф-Зюд, Верх. Пфальц, Бавария (Германия) с фторапатитом, рокбриджеитом, колумбитом и уранофаном. Назван в честь немецкого минералога Руперта Хохляйтнера (Rupert Hochleitner, b. 1954). *Grey I.E., Keck E., Kampf A.R., MacRae C.M., Gable R.W., Mumme W.G., Wilson N.C., Glenn A.M., Davidson C. Europ. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 4, p. 635–643.

44. Ревитцерит (rewitzerite) – $\text{K}(\text{H}_2\text{O})\text{Mn}_2(\text{Al}_2\text{Ti})(\text{PO}_4)_4[\text{O}(\text{OH})](\text{H}_2\text{O})_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. – гр. полкеррита. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 10.444$, $b = 20.445$, $c = 12.2690\text{\AA}$, $\beta = 90.17^\circ$. $Z = 4$. Агрегаты удлиненных гексагональных призмат кристаллов до 0.1 мм, уплощенных по {010} и удлиненных по [100]. Простые формы: {010}, {001}, {111} и {1 11} (даны чертежи). Бесцветный до очень светло-бежевого. Плотн. 2.33 (выч.). Двуосный (+). $Np = c$, $Np = b$, $Ng = a$, $n_p = 1.585$, $n_m = 1.586$, $n_g = 1.615$, $2V = 25^\circ$ (изм.), 21.3° (выч.). Хим. (м.з., WDS, средн. из 12 опр.): K_2O 3.93, MnO 6.33, MgO 2.80, Al_2O_3 8.37, Fe_2O_3 7.44, TiO_2 9.18, P_2O_5 30.90, F 0.87, H_2O 30.39 (выч.), $-\text{O}=\text{F}$ 0.37, сумма 99.84. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.26(53)(020), 7.44(55)(111), 6.16(92)(002), 3.703(57)(113,222,240), 3.111(97)(251,004), 2.862(100)(233,260,124,153), 2.600(46)(342,262,144). В пегматите Хагендорф-Зюд, Верх. Пфальц (Германия) с рокбриджеитом. Назван в честь немецкого коллекционера минералов Кристиана Ревитцера (Cristian Rewitzer, b. 1955). *Grey I.E., Hochleitner R., Kampf A.R., Boer S., MacRae C.M., Mumme W.G., Keck E. Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 6, p. 830–838.

45. Регерит (regerite) – $\text{KFe}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_7(\text{H}_2\text{O})_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 15.408$, $b = 17.311$, $c = 9.870\text{\AA}$, $\beta = 95.42^\circ$. $Z = 4$. Кластеры призмат. кристаллов до 20×100 мкм с зубилоподобными окончаниями, уплощенными по {100} и удлиненными по [001]. Простые формы: {100}, {010} и {011}. Цв. желтовато-зеленый. Плотн. 2.69 (изм.), 2.66 (выч.). Двуосный (+). $Nm = b$, $cNg \approx 10^\circ$, $n_p = 1.670$, $n_m = 1.690$,

$n_g = 1.730$, $2V = 76^\circ$ (изм.), 72° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 10 опр.): K_2O 4.28, Fe_2O_3 43.1, TiO_2 3.41, P_2O_5 26.7, H_2O 22.8 (выч. по стр-ре), сумма 100.29. Рентгенограмма (интенс. л.): 11.52(63)(110), 7.69(100)(200), 5.85(20)(121,220), 3.877(33)(321,141), 3.797(28)(141,240), 2.934(22)(242), 2.543(21)(143,352). В пустоте кварцевой друзы в пегматите Кройцберг, Плайштайн, Бавария (Германия) с рокбриджитом, штрэнгитом и фосфосидеритом. Назван в честь супружеской пары Греты (Grete, b. 1948) и Вернера (Verner, b. 1946) Регер (Reger), основателей музея минералов Кройцберга и Хагендорфа. *Rewitzer C., Hochleitner R., Grey I.E., Kampf A.R., Boer S., MacRae C.M.* *Europ. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 5, p. 805–812.

46. Евсеевит (evseevite) – $Na_2Mg(AsO_4)F$. Ромб.с. *Pbcn*. $a = 5.3224$, $b = 14.1255$, $c = 12.0047\text{Å}$. $Z = 8$. Первый природный арсенат с антиперовскитовой стр-рой. Длиннопризмат. до игольчатых или волосовидных кристаллы до 0.1, редко до 0.7 мм в длину и до 0.03 мм толщиной, их кластеры до 0.5 мм. Прозрачный, бесцветный или бледно-розоватый. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.377 (выч.). Представлен двумя хим. разностями. Хар-ка приводится для голотипа. Двуосный (+). $Np = a$. $n_p = 1.545$, $n_m = 1.546$, $n_g = 1.549$, $2V = 40^\circ$ (изм.), 60° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 4 опр.): Na_2O 26.67, K_2O 0.23, CaO 0.66, MgO 17.05, CuO 0.23, ZnO 0.30, Fe_2O_3 0.45, SiO_2 0.22, As_2O_5 48.83, F 8.01, $-O=F$ 3.37, сумма 99.28. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.001(100)(121), 3.527(31)(040,130), 3.479(56)(023), 3.041(45)(042), 2.998(29)(004), 2.657(44)(200), 2.642(68)(133,142), 2.613(36)(104), 2.002(33)(242,006), 1.741(32)(046). В продуктах фумаролы Арсенатная, Второй шлаковый конус Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с санидином, гематитом, теноритом, эгирином, касситеритом, сильвином, галитом, йохиллеритом, бадаловитом, кальцийохиллеритом, хатертитом, асмирандитом, юрмаринитом, полиарситом, афгиталитом, калиймагнезиоарфведсонитом, литидионитом, феррисанидином и тридимитом. Назван в честь русского минералога Евсева Александра Андреевича (Evseev Aleksandr Andreevich, b. 1949). *Pekov I.V., Zubkova N.V., Agakhanov A.A., Viganina M.F., Yapaskurt V.O., Britvin S.N., Turchkova A.G., Sidorov E.G., Zhitova E.S., Pushcharovsky D.Y.* *Miner. Mag.* 2023, vol.87, n 6, p. 839–848.

47. Нишанбаевит (nishanbaevite) – $KAl_2O(AsO_4)(SO_4)$. Ромб.с. *Pbcm*. $a = 15.487$, $b = 7.2582$, $c = 6.6014\text{Å}$. $Z = 4$. Удлиненные призмат. пластинч. кристаллы до $0.01 \times 0.01 \times 0.05$ мм или пластинки до 0.02×0.03 мм, их кластеры до 0.5 мм или корочки до 1.5 мм. Прозрачный. Бесцветный в кристаллах и снежно-белый в агрегатах. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.012 (выч.). Двуосный (-). $n_p = 1.552$, $n_m = 1.567$, n_g не опр., близок к n_m . Хим. (м.з., средн. из 7 опр.): Na_2O 3.79, K_2O 8.01, CaO 0.10, CuO 0.21, Al_2O_3 30.08, Fe_2O_3 0.50, SiO_2 1.62, P_2O_5 0.66, As_2O_5 32.23, SO_3 22.59, сумма 99.79. Рентгенограмма (интенс. л.): 15.49(100)(100), 6.56(30)(110), 4.653(29)(111), 3.881(54)(400), 3.298(52)(002), 3.113(29)(121), 3.038(51)(202,411). В сублиматах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с эвхлюрином, алюмоключевскитом, лангбейнитом, ламмеритом, параламмеритом, эриклаксманитом, козыревскитом и гематитом. Назван в честь российского минералога Турсын Прназоровича Нишанбаева (Tursun Prnazorovich Nishanbaev, 1955–2017). *Pekov I.V., Zubkova N.V., Yapaskurt V.O., Belakovskiy D.I., Britvin S.N., Agakhanov A.A., Turchkova A.G., Evgeny G. Sidorov E.G., Kutuyev A.V., Blatov V.A., Pushcharovsky D.Y.* *Miner. Petrol.* 2023, vol. 117, n 2, p. 247–257.

48. Пикколиит – (piccoliite) – $NaCaMn^{3+}_2(AsO_4)_2O(OH)$. Ромб.с. *Pbcm*. $a = 8.876$, $b = 7.5190$, $c = 11.689\text{Å}$. $Z = 4$. Хорошо развитые призмат. кристаллы до 1 мм. Цв. черный, на плоскостях излома может быть очень темно-красным. Черта коричневая. Бл. смол. до стекл. Тв. 5–5.5. Плотн. 4.084 (выч.). В отр. св. серый. Анизотропия отчетливая в серых тонах. Внутр. рефлексы коричневых оттенков. R_{\min} и R_{\max} на воздухе (%): 7.7 и 9.8 при 470 нм, 7.7 и 9.5 при 546, 7.4 и 9.3 при 589, 7.4 и 9.2 при

650 нм. Дан рамановский спектр. $n_{\text{средн.}} = 1.878$ (выч.). Хим. (м.з., WDS, средн. из 10 опр.): P_2O_5 0.06, V_2O_5 0.47, As_2O_5 48.06, SiO_2 0.10, Mn_2O_4 17.48, Fe_2O_3 9.74, MgO 1.67, CaO 13.84, Na_2O 5.54, H_2O 1.86 (выч.), сумма 98.82. Рентгенограмма (интенс. л.): Рентгенограмма (интенс. л.): 4.85(57)(102), 3.470(59)(120,113), 3.167(100)(022), 2.742(30)(310,213), 2.683(53)(311,023), 2.580(50)(222,114), 2.325(19)(320,214,223). В метакварцитах Мп м-ния Монтальдо-ди-Мондови, Пьемонт (Италия) с кварцем, кальцитом, берцелиитом (манганберцелиитом). Найден также на Мп м-нии Валлетта, Пьемонт (Италия). Назван в честь итальянских коллекционеров минералов Джиапа Пикколи (Gian Paolo Piccoli), отца (1926–1996) и Джиапа Карло Пикколи (Gian Carlo Piccoli), сына (р. 1953). *Cámara F., Biagioni C., Ciriotti M.C., Bosi F., Kolitsch U., Paar W.H., Hålenius U., Lepore G.O., Blass G., Bittarello E.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 2, p. 204–217.

49. Алломолукранит (alumolukrahnite) – $\text{CaCu}^{2+}\text{Al}(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})$. Трикл.с. $\bar{P}1$. $a = 5.343$, $b = 5.501.329$, $c = 7.329\text{Å}$, $\alpha = 67.72^\circ$, $\beta = 69.06^\circ$, $\gamma = 69.42^\circ$. $Z = 1$. Грубые алмазоподобные таблички до 0.1 мм, уплощенные по {111}, их сростания в виде сферических агрегатов до 0.5 мм. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. яблочно-зеленый. Черта белая. Бл. стекл. Тв. 3.5. Хрупкий. Изл. неправ. Плотн. 4.094 и 4.085 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Двуосный (+). $n_p = 1.73$, $n_m = 1.74$, $n_g = 1.76$, $2V = 71^\circ$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 3 опр.): CaO 12.20, CuO 15.62, ZnO 2.25, Al_2O_3 10.48, Fe_2O_3 0.22, As_2O_5 48.52, H_2O 6.03 (выч. по стр-ре), сумма 95.32. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.89(86)(010,100), 3.396(100)(112), 3.196(70)(012), 3.115(70)(102, $\bar{1}$ 10), 2.882(90)($\bar{1}$ $\bar{1}$ 1), 2.714(52)(121), 2.488(82)(201,212,020), 1.6945(65)(133,224,231). На м-нии Хоте, пров. Копьяпо, Атакама (Чили) с конихальцитом, коронадоитом, гипсом, оливенитом, фармакосидеритом, рруффитом и скородитом. Назван по составу и за сходство с лукранитом. *Kampf A.R., Mills S.J., Nash B.P., Dini M., Molina Donoso A.A.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 3, p. 465–469.

50. Акселит (axelite) – $\text{Na}_{14}\text{Cu}_7(\text{AsO}_4)_8\text{F}_2\text{Cl}_2$. Тетр.с. $P4bm$. $a = 14.5957$, $c = 8.34370\text{Å}$. $Z = 2$. Таблитч. квадратные, чаще прямоугольные, уплощенные по {001}, иногда слегка удлиненные по [100] кристаллы до $0.02 \times 0.1 \times 0.1$ мм. Простые формы: {001} (пинакоид), {100} и {110} (призм. грани). Прозрачный. Цв. небесно-голубой. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.662 (выч.). Одноосный (-). $n_o = 1.650$, $n_e = 1.678$. Плеохроизм: по *Ne* зеленый, по *No* светло-зеленый. Хим. (м.з., WDS, средн. из 10 опр.): Na_2O 22.54, K_2O 0.08, CaO 0.04, MgO 0.05, CuO 26.69, P_2O_5 1.75, V_2O_5 0.15, As_2O_5 44.14, SO_3 0.04, F 1.57, Cl 3.60, $-\text{O}=(\text{F}+\text{Cl})$ 1.47, сумма 99.18. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.32(44)(001), 5.156(47)(220,211), 4.168(21)(002), 3.246(34)(420,222), 3.180(61)(331), 2.747(100)(402), 2.709(36)(511), 2.580(29)(440,521). В продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТТИ, Камчатка (Россия) с сильвинном, галитом, арсмирандитом, йохиллеритом, тилазитом, эриклаксманитом, ламмеритом, гематитом, тенориом, касситеритом, псевдобрукитом, сульфатами гр. афтиталита, санидином и фторфлогопитом. Назван в честь финско-русского кристаллографа и минералога Акселя Гадолина (Axel Gadolin, 1828–1892). *Pekov I.V., Zubkova N.V., Agakhanov A.A., Yapaskurt V.O., Belakovskiy D.I., Britvin S.N., Sidorov E.G., Kuttyrev A.V., Pushcharovsky D.Yu.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 1, p. 109–117.

51. Прачаржит (prachařite) – $\text{CaSb}^{5+}_2(\text{As}^{3+}_2\text{O}_5)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Триг.с. $\bar{P}3c1$. $a = 13.951$, $c = 19.899\text{Å}$. $Z = 6$. Тонкие таблитч., гексагональные кристаллы до 2.5 мм. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный до белого. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Сп. отчетливая по {1010}. Тв. 2–2.5. Плотн. 2.848 (изм. по рент. данным), 2.836–2.853 (выч.). Одноосный (-). $n_o = 1.619$, $n_e = 1.553$. Хим. (м.з., средн. из 8 опр.): CaO 6.28, MgO 0.09, Sb_2O_5 39.22, As_2O_3 47.59, H_2O 21.65 (выч. по идеальному составу), сумма 114.83. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.894(100)(002), 6.045(8)(200), 5.156(10)(202), 4.946(11)(004), 3.297(19)(311,006,222), 2.988(22)(400, 313,116).

В подземной выработке Плака Майн № 80, рудный район Лаврион (Греция) с фармаколитом, серой и редким смамитом на матрице, состоящей из сфалерита, галенита и карбонатов. Назван в честь чешского минералога Ивана Прачаржа (Ivan Prachař, b. 1957). *Kolitsch U, Sejkora J, Topa D, Kampf A.R., Plášil J., Rieck B., Fabritz K.H.* Miner. Petrol. 2023, vol. 117, n 2, p. 269–280.

52. Ермаковит (ermakovite) – $(\text{NH}_4)(\text{As}_2\text{O}_3)_2\text{Br}$. Гекс.с. $P6/mmm$. $a = 5.271$, $c = 9.157\text{Å}$. $Z = 1$. Таблитч. или призмат. гекс. кристаллы до 200 мкм. Простые формы: $c\{001\}$, $m\{010\}$ и $p\{014\}$ (дан чертеж). Цв. желтый. Кристаллы часто зональны с прозрачным ядром желтоватого цвета и полупрозрачной каймой желтого цвета. Черта белая с желтоватым оттенком. Бл. субалмаз. Очень хрупкий, отдельные пластинки эластичные. Сп. совершенная по (001). Изл. неровн. Тв. 1–1.5. Одноосный (-). $n_o = 1.960$, $n_e = 1.716$. Плотн. 3.64 (изм.), 3.747 (выч.). Даны рамановский и ИК-спектры. Хим. (SEM EDS, средн. из 5 опр.): N 2.51, H 0.72 (выч.), Na 0.03, As 58.61, Sb 1.43, Br 15.05, Cl 0.57, I 0.24, O 18.72, S 0.79, сумма 98.68. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.160(80)(001), 4.560(90)(002), 3.228(100)(102), 2.629(80)(110), 2.522(60)(103). На Фан-Ягнобском угольном м-нии (Таджикистан) с серой, реальгаром, аморфными As-сульфидами, нашатырем, алакранитом, бонанциитом и термессаитои- (NH_4) . Назван в честь русского минералога Николая Порфирьевича Ермакова (Nikolai Porfirievich Ermakov, 1913–1993). *Karpenko V.Yu., Pautov L.A., Siidra O.I., Mirakov M.A., Zaitsev A.N., Plechov P.Yu., Makhmadsharif S.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 1, p. 69–78.

53. Финчит (finchite) – $\text{Sr}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_8) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Ромб.с. $Pcan$. $a = 10.363$, $b = 8.498$, $c = 16.250\text{Å}$. $Z = 4$. Пластинч. кристаллы до 10 мкм (дан чертеж). Цв. ярко-желтый. Черта светло-желтая. Тв. ~ 2. Хрупкий. Изл. неправ. Сп. совершенная по (001). Плотн. 4.429 и 4.352 (выч. по эмприч. и идеальной ф-лам). Двuosный (-). $Np = c$, $Nm = a$, $Ng = b$. $n_p = 1.70$, $n_m = 1.85$, $n_g = 1.90$, $2V = 53^\circ$ (изм.), 55.9° (выч.). Дисперсия слабя, $r < v$. Плеохроизм: по Np бесцветный, по Nm и Ng желтый. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., средн. из 10 опр.): K_2O 0.91, SrO 10.43, CaO 0.65, MgO 0.16, FeO 0.08, Al_2O_3 0.19, V_2O_5 21.57, UO_3 65.60, H_2O 10.61, сумма 110.20. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.19(100)(002), 5.14(21)(200,112), 4.093(39)(004), 3.790(19)(022), 3.292(19)(220), 3.205(33)(204,310,123), 3.082(22)(222), 2.987(58)(312), 1.9605(24)(240,512,118,143). В районе Сульфур Спринг Дроу, шт. Техас (США) с карнотитом. Позднее обнаружен на м-нии Пандора, шт. Юта (США). Назван в честь американского геолога Уоррена Финча (Warren I. Finch, 1924–2014). *Spano T.L., Olds T.A., Hall S.M., Van Gosen B.S., Kampf A.R., Burns P.C., Marty J.* Amer. Miner. 2023, vol. 108, n 2, p. 383–388.

54. Бакакинит – (bakakinite) – $\text{Ca}_2\text{V}_2\text{O}_7$. Трикл.с. $P\bar{1}$. $a = 6.64$, $b = 6.92$, $c = 7.01\text{Å}$, $\alpha = 86.59^\circ$, $\beta = 63.77^\circ$, $\gamma = 83.47^\circ$. $Z = 2$. Уплощенные кристаллы до 10×5 мкм. Прозрачный. Бесцветный или бледно-желтый. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 3.463 (выч.). Анизотропный. $n_{\text{средн.}} = 1.93$ (выч.). В отр. св. серый. Двуетражение слабое. R_{max} и R_{min} на воздухе (%): 15.3 и 14.4 при 470 нм, 14.3 и 12.8 при 546, 14.8 и 13.6 при 589, 14.9 и 13.9 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 9 опр.): CaO 37.04, SrO 0.26, SiO_2 0.16, P_2O_5 1.48, V_2O_5 49.47, As_2O_5 10.85, SO_3 0.35, сумма 99.61. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.647(27)(111,011), 3.138(76)(002), 3.103(100)(120,121), 3.027(20)(021), 2.960(81)(200), 2.158(19)(031,302), 1.791(16)(320), 1.682(16)(114), 1.584(17)(133,403). В продуктах фумаролы Арсенатная Второго шлакового конуса Северного прорыва БТГИ, Камчатка (Россия) с ангидритом, свабитом, плинниуситом, шеферитом, берцелиитом, диопсидом, гематитом, повеллитом, баритом, фторапатитом, кальцийохиллеритом, людвигитом, магнезиоферритом, анортитом, титанитом и эссенеитом. Назван в честь русского кристаллографа и кристаллохимика Владимира Васильевича Бакакина (Vladimir Vasilievich Bakakin, b. 1933). *Pekov, I., Agakhanov A., Koshlyakova N., Zubkova N., Yapaskurt V., Britvin S., Vigasina M.F., Turchkova A.G., Nazarova M.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 5, p. 695–701.

СУЛЬФАТЫ, СУЛЬФИТЫ, ХРОМАТЫ, СЕЛЕНАТЫ, ТУЛЛУРАТЫ,
ТУЛЛУРИТЫ

55. Асагиит (asagiite) – $\text{NiCu}_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 5.6095$, $b = 6.1259$, $c = 23.758\text{\AA}$, $\beta = 95.288^\circ$. $Z = 2$. Тонкопластинч. кристаллы до 0.5 мм. Прозрачный. Цв. светло-голубо-зеленый. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Сп. совершенная по {001}. Тв. 2.5. Плотн. 2.90 (изм.), 2.92 (выч.). Двухосный (-). $n_p = 1.577$, $n_m = 1.620$, $n_g = 1.631$, $2V = 52.4^\circ$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 10 опр.): CuO 38.90, NiO 8.11, ZnO 6.80, CoO 1.90, FeO 0.10, SO_3 22.79, H_2O 23.15 выч. по стехиометрии), сумма 101.75. Рентгенограмма (интенс. л.): 11.830(100)(002), 5.912(64)(004), 4.845(55)(013), 3.920(45)(006), 2.953(33)(008), 2.668(57)(202), 2.571(36)(123). Вторичный на агрегатах смитсонита в трещинах серпентинита на м-нии Накаури, преф. Айти (Япония). Название от японского слова «асаги-аро», традиционно обозначающего светло-голубо-зеленый цвет. *Nishio-Hamane D., Yajima T., Shimobayashi N., Ohnishi M., Niwa T. J. Miner. Petrol. Sci. 2023, vol. 118, n 1, doi:10.2465/jmps.230711*

56. Олдсит (oldsite) $\text{K}_2\text{Fe}^{2+}[(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2]_2(\text{H}_2\text{O})_8 - \text{Fe}^{2+}$ -аналог сворностита. Ромб.с. $Pmn2_1$. $a = 12.893$, $b = 8.276$, $c = 11.239\text{\AA}$. $Z = 2$. Кристаллы прямоугольных пластинок до 0.3 мм, уплощенные по {010} и удлиненные по [001], их агрегаты. Простые формы: {100}, {010}, {001}, {001} и возможно {101} и/или {102}. Прозрачный. Цв. желтый. Черта бледно-желтая. Бл. стекл. Тв. ~2 (по аналогии со сворноститом). Хрупкий. Изл. неправ., заноз. Сп. весьма совершенная по {100} и совершенная по {010}. Легко раств. в воде при комн. т-ре. Плотн. 3.31 (изм.), 3.298 и 3.330 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Двухосный (+). $Np = b$, $Nm = a$, $Ng = c$. $n_p = 1.552$, $n_m = 1.556$, $n_g = 1.588$, $2V = 37^\circ$ (изм.), 39.6° (выч.). Дисперсия умеренная, $r < v$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 4 опр.): K_2O 7.47, FeO 3.16, ZnO 2.10, MgO 0.27, V_2O_5 0.53, UO_3 45.90, SO_3 26.46, H_2O 11.87 (выч. по стр-ре), сумма 97.76. Рентгенограмма (интенс. л, d , I): 8.29(59), 6.47(82), 5.10(62), 4.65(100), 3.332(55), 3.020(63), 2.670(51), 2.106(56). Вторичный на м-ниях Норд Меса, шт. Юта (США) с квасцами-(К), галотрихитом, метавольфином, кварцем, рёмеритом, стэнлиитом, серой, ссомольнокитом и матезиуситом. Назван в честь американского минералога Тревиса А. Олдса (Trevis A. Olds, b. 1990). *Plášil J., Kampf A.R., Ma C., Desor J. Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 1, p. 151–159; https://www.mindat.org/min-55694.html*

57. Навроцкиит (navrotskyite) – $\text{K}_2\text{Na}_{10}(\text{UO}_2)_3(\text{SO}_4)_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Ромб.с. $Pbcm$. $a = 5.4456$, $b = 21.328$, $c = 33.439\text{\AA}$. $Z = 4$. Игольчатые кристаллы до 1 мм в длину, их агрегаты. Прозрачный. Цв. бледно-зеленовато-желтый. Бл. стекл., шелк. Хрупкий. Отдельные длинные кристаллы гибкие. Тв. ~ 2. Сп. хорошая по {100}. Плотн. 3.453 (выч.). Двухосный (-). $Np = a$, $Nm = c$, $Ng = b$. $n_p = 1.520$, $n_m = 1.557$, $n_g = 1.565$, $2V = 48.2^\circ$ (изм.), 48.9° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): Na_2O 15.37, K_2O 4.82, UO_3 42.94, SO_3 35.74, H_2O 1.78 (выч. по стр-ре), сумма 100.65. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.70(43)(020), 5.59(27)(006), 5.28(100)(110), 3.845(36)(046,134,116), 3.533(29)(060,061,029,136), 3.225(30)(153), 3.050(44)(049,119), 2.822(29)(139). На м-нии Блу Лизард, округ Сан-Хуан, шт. Юта (США) с белаковскийитом, блёдитом, бобкуитом, чангоитом, фермитом, ферригритом, ильземаннитом, ивситом, мейссеритом, псевдомейссеритом-(NH_4), сиборгитом и тамаругитом. Назван в честь американского геохимика Александры Навроцки (Alexandra Navrotsky, b. 1943). *Olds T.A., Kampf A.R., Perry, S.L., Guo X., Marty J., Rose T.P., Burns P.C. J. Geosci. 2023, vol. 68, n 3, p. 249–259.*

58. Цинкоритвельдит (zincorietveldite) – $\text{Zn}(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})_5$. Ромб.с. $Pmn2_1$. $a = 12.8712$, $b = 8.3148$, $c = 11.2959\text{\AA}$. $Z = 4$. Субпараллельные агрегаты пластинок до 1 мм, удлиненных по [001] и уплощенных по {010}. Простые формы: {100}, {010}, {110}, {011}, {011}, {101}, {101}, {111} и {111} (дан чертеж). Прозрачный. Цв. желтый до оранжево-желтого. Черта очень бледно-желтая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. искривл.

Тв. ~ 2.5. Сп. отличная по {010}, хорошая по {100} и удовлетворительная по {001}. Плотн. 3.376 (выч.). Легко раств. в воде при комн. т-ре. Двуосный (+). $Np = b$, $Nm = a$, $Ng = c$. $n_p = 1.568$, $n_m = 1.577$, $n_g = 1.595$, $2V = 70^\circ$ (изм.), 71.2° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 6 опр.): MgO 0.68, MnO 0.50, FeO 1.01, CoO 0.41, ZnO 9.10, SO₃ 26.53, UO₃ 48.73, H₂O 14.86, сумма 101.82. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 8.35(37), 6.42(62), 5.09(58), 4.67(100), 4.23(38), 3.916(46), 3.429(47), 3.340(39). На м-нии Блу Лизард, округ Сан-Хуан, шт. Юта (США) с бобкукитом, кокимбитом, галотрихитом, либбидитом, метавольгином, ромбоклазом, рёмеритом, тамаругитом и вольгаитом. Назван по составу и за сходство с ритвельдитом. *Kampf A.R., Olds T.A., Plášil J., Marty J.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 4, p. 528–533; <https://www.mindat.org/min-470378.html>

59. Либбидит (libbyite) – $(\text{NH}_4)_2(\text{Na}_2\Box)_{\Sigma 3}[(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_3(\text{H}_2\text{O})_2] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Тетр.с. $P4_212$. $a = 10.7037$, $c = 31.824\text{Å}$. $Z = 4$. Агрегаты изометричных, иногда округленных кристаллов до $160 \times 65 \times 20$ мкм. Прозрачный. Простые формы {001}, {011} и {111}. Цв. светло-зелено-желтый. Черта очень бледно-зелено-желтая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 2.2. Изл. искривл. Сп. отличная по {001}. Плотн. 3.465 (выч.). Флюоресценция в сильных зеленых тонах (при 405 мкм). Легко раств. в воде при комн. т-ре. Одноосный (-). $n_o = 1.581$, $n_e = 1.540$. Плеохроизм: по *No* желтый, по *Ne* бледно-желтый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 3 опр., норм.): $(\text{NH}_4)_2\text{O}$ 2.63, K_2O 0.21, Na_2O 3.26, UO_3 60.12, SO_3 25.25, H_2O 8.52, сумма 99.99. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 7.97(100), 4.77(23), 4.58(79), 3.553(71), 3.385(25), 2.963(21), 2.648(31), 2.053(25). Вторичный на м-нии Блу Лизард, округ Сан-Хуан, шт. Юта (США) с бобкукитом, кокимбитом, галотрихитом, ромбоклазом, рёмеритом, тамаругитом, вольгаитом и цинкоритвельдитом. Назван в честь американского физико-химика Уилларда Ф. Либби (Willard F. Libby, 1908–1980). *Kampf A.R., Olds T.A., Plášil J., Nash B.P., Marty J.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 5, p. 767–772; <https://www.mindat.org/min-470492.html>

60. Шинарампит (shinarumpite) – $[\text{Co}(\text{H}_2\text{O})_6][(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 21.0549$, $b = 6.8708$, $c = 12.9106\text{Å}$, $\beta = 96.678^\circ$. $Z = 4$. Уплощенные прямоугольные призмы до 1 мм в длину, удлиненные по [010], уплощенные по {100}, их агрегаты. Простые формы: {100}, {010} и {001}. Прозрачный. Цв. желтый. Черта белая. Бл. стекл. Тв. 2.5. Изл. неправ., искривл. Сп. совершенная по {100}. Охотно раств. в воде при комн. т-ре. Плотн. 2.58 (изм.), 2.569 и 2.575 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Двуосный (-). $Ng = b$, $aNp = 30^\circ$. $n_p = 1.515$, $n_m = 1.526$, $n_g = 1.529$, $2V = 54.8^\circ$ (изм.), 54° (выч.). Дисперсия сильная, $r < v$. Плеохроизм: по *Np* очень бледно-желтый, по *Nm* бледно-желтый, по *Ng* светло-желтый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр.): FeO 2.11, CoO 5.35, NiO 2.92, UO₃ 39.84, SO₃ 22.46, H₂O 27.74 (выч. по стр-ре), сумма 100.42. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): (10.37)(100), (6.39)(26), (5.73)(43), (5.20)(70), (4.983)(23), (4.698)(31), (3.380)(24), (3.326)(30). Вторичный, на м-нии Сеник, шт. Юта (США) с гипсом, делиенситом, Со-содержащим ритвельдитом, сеникитом, шамвейтитом и серой. Название по свите триасового возраста Шинарамп, формации Чинл, к породам которой приурочено м-ние. *Kamp A.R., Plášil J., Olds T.A., Ma C., Marty J.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 3, p. 348–355; <https://www.mindat.org/min-55957.html>

61. Майкньюит (mikenewite) – $\alpha\text{-Mn}^{2+}(\text{S}^{4+}\text{O}_3) \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 6.6390$, $b = 8.8895$, $c = 8.7900\text{Å}$, $\beta = 96.095^\circ$. $Z = 4$. Сферические агрегаты пластинчатых кристаллов до $0.50 \times 0.10 \times 0.04$ мм. Прозрачный. Цв. желтоватый. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 2.5–3. Сп. совершенная по {101}. Плотн. 2.48 (изм.), 2.467 (выч.). Двуосный (+). $n_p = 1.606$, $n_m = 1.614$, $n_g = 1.627$, $2V = 69^\circ$ (изм.), 77° (выч.). Дисперсия слабая, $r > v$. Плеохроизм от серого до желтоватого. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр., масс. %): MnO 31.75, ZnO 5.25, FeO 1.64, CaO 0.56, SO₂ 32.54, H₂O 28.15, сумма 99.89. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.547(42)(101), 4.707(100)(111), 3.947(49)(021), 3.924(49)(012),

3.327(60)(121), 3.097(45)(210), 2.774(57)($\bar{1}03$). На м-нии Охуэла, Мапими (Мексика) с гётитом, крипомеланом, адамином и лотармейеритом. Назван в честь американского дилера минералами Майка Эдвина Нью (Michael Edwin New, 1942–2022). *Yang H., Jenkins R.A., McGlasson J.A., Gibbs R.B., Downs R.T.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 4, p. 534–541.

62. Никельалюмит (nickelalumite) – $\text{NiAl}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{12}(\text{H}_2\text{O})_3$. Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 10.2567$, $b = 8.8815$, $c = 17.0989\text{Å}$, $\beta = 95.548^\circ$. $Z = 4$. Радиальные агрегаты пластинчатых кристаллов до 0.50 мм. Прозрачный. Цв. от почти бесцветного до светло-голубого и фишашково-зеленого. Черта белая. Бл. стекл. Сп. совершенная по {001}. Тв. 2. Хрупкий. Изл. заноз. Плотн. 2.231 (выч.). Раств. в теплой (1:1) HCl. Двуосный. $n_p = 1.542$, $n_m = 1.533$, n_g не опр. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн.): Al_2O_3 39.94, SiO_2 0.17, SO_3 15.20, V_2O_5 0.29, FeO 0.15, NiO 8.00, ZnO 6.21, H_2O 31.87 (выч.), сумма 101.83. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.35(10)(002), 4.27(9)(004), 2.508(8)(402,231), 2.276(7)(233,404), 1.981(9)(406). На урановом м-нии Кара-Танги (Киргизия) с кварцем, кальцитом, алюмогидрокаральцитом, аллофаном, крадалитом, кыргызстанитом, анкиновичитом и неизвестным Al-OH минералом. Ранее был описан в Трансваале (ЮАР), но не был утвержден. *Karpenko V.Yu., Agakhanov A.A., Pautov L.A., Bekenova G.K., Uvarova Y.A., Sokolova E., Dikaya T.V., Hawthorne F.C.* Miner. Petrol. 2023, vol. 117, n 2, p. 219–229.

63. Черокиит (cherokeite) – $[\text{Pb}_2\text{Zn}(\text{OH})_4](\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 17.1697$, $b = 6.47173$, $c = 17.5304\text{Å}$, $\beta = 115.440^\circ$. $Z = 8$. Кристаллы до 1 мм коротких или удлиненных призм с зубилообразным окончанием или пластинки, их дивергентные сростания. Простые формы: {100}, {001}, {110}, {101} (дан чертеж). Прозрачный. Бл. стекл. Бесцветный до бледно-розового. Черта белая. Тв. ~ 2.5. Хрупкий. Изл. заноз. Три сп., две совершенные в направлении [010], возможно по {100} и {001} и/или по {101}. Плотн. 5.011 и 4.998 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). В HCl при комн. т-ре мгновенно становится непрозрачным и медленно растворяется. Двуосный (+). $Np = b$, $cNm = 56^\circ$ в тупом углу β . $n_p = 1.745$, $n_m = 1.770$, $n_g = 1.805$, $2V = 85^\circ$ (изм.), 81.8° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр., норм.): PbO 67.16, ZnO 12.25, SO_3 12.08, S 0.73, H_2O 8.14, -O=S 0.36, сумма 100. Рентгенограмма (интенс. л, d , I): 5.29(100), 4.42(29), 3.197(71), 3.012(34), 2.969(29), 2.741(29), 2.595(34), 2.348(40). В массивном галенит-сфалерит-халькопирит-кварцевом агрегате на м-нии Редмонд, шт. Сев. Каролина (США) с купрочерокиитом, англезитом, бехереритом, ченитом, эллиитом, хейвудитом, гидроредмондитом, ланаркитом, редмондитом, стивраститом, сульфаторедмондитом, сузаннитом и несколькими потенциально новыми минералами. Название от народа чироки, коренных жителей районов вокруг м-ния Редмонд. *Kamp A.R., Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emproto C.* Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 3, p. 2817–1713; <https://www.mindat.org/min-56154.html>

64. Купрочерокиит (cuprocherokeite) – $[\text{Pb}_8\text{Zn}_3\text{Cu}^{2+}(\text{OH})_{16}](\text{SO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 12.6828$, $b = 9.4629$, $c = 14.7876\text{Å}$, $\beta = 94.798^\circ$. $Z = 2$. Кристаллы до 1 мм коротких или удлиненных призм или пластинок, удлиненных по [100] и уплощенных по {001}, их дивергентные сростания. Простые формы: {100}, {001}, {011}, {112} (дан чертеж). Прозрачный. Бл. стекл. Цв. светло-голубой. Черта очень бледно-голубовато-белая. Две хорошие сп. в направлении [100]. Тв. ~ 2.5. Плотн. 5.032 и 4.986 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). В HCl при комн. т-ре мгновенно становится непрозрачным и медленно растворяется. Двуосный (+). $Nm = b$, $Np \approx a$. $n_p = 1.760$, $n_m = 1.770$, $n_g = 1.800$, $2V = 65^\circ$ (изм.), 60.8° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 3 опр.): PbO 67.80, ZnO 7.64, CuO 3.99, SO_3 11.95, S 1.11, H_2O 8.06, -O=S 0.55, сумма 100. Рентгенограмма (интенс. л, d , I): 5.27(100), 4.53(48), 3.431(34), 3.315(24), 3.130(), 3.081(68), 2.924(26), 2.435(22). В массивном галенит-сфалерит-халькопирит-кварцевом агрегате на м-нии Редмонд, шт. Сев. Каролина (США) с черокиитом.

Kampf A.R., Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emproto C. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 3, p. 2817–1713; <https://www.mindat.org/min-470493.html>

65. Хейвудит (haywoodite) – $[\text{Pb}(\text{H}_2\text{O})_{10}][\text{Zn}_{12}(\text{OH})_{20}(\text{H}_2\text{O})(\text{SO}_4)_3]$. Трикл.с. $P\bar{1}$. $a = 8.35298$, $b = 13.2769$, $c = 18.2744\text{\AA}$, $\alpha = 92.427^\circ$, $\beta = 90.419^\circ$, $\gamma = 108.214^\circ$. $Z = 2$. Псевдогекс. пластинч. кристаллы, уплощенные по $\{011\}$, и бочкообразные призмы до 0.5 мм. Простые формы: $\{011\}$, $\{101\}$, $\{011\}$ и $\{111\}$ (дан чертеж). Прозрачный. Бесцветный до бледно-розового. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. ~ 2.5 . Изл. искривл. и ступенч. Сп. совершенная по $\{011\}$. Плотн. 3.27 (изм.), 3.265 (выч.). При комн. т-ре в разбавл. HCl быстро становится непрозрачным и медленно растворяется. Двуосный (-). $bNp = 35^\circ$, $cNm = 45^\circ$, $aNg = 13^\circ$. $n_p = 1.588$, $n_m = 1.600$, $n_g = 1.607$, $2V = 76^\circ$ (изм.), 74.2° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 4 опр., масс. %): PbO 16.81, ZnO 53.90, SO₃ 13.29, H₂O 20.60, сумма 104.60. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 10.62(100), 7.26(45), 6.04(40), 3.306(48), 3.219(53), 2.731(51), 2.652(93), 2.402(37). На м-нии Редмонд, округ Хейвуд, шт. Сев. Каролина (США) в очень необычном комплексе вторичных минералов, представленных редкими Pb-Zn-Cu сульфатами, тиосульфатами и карбонатами. Назван по месту находки. *Kampf A.R., Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emproto C. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 6, p. 1137–1149; <https://www.mindat.org/min-56030.html>*

66. Ханаханит (hanahanite) – $[\text{Zn}_8(\text{OH})_{14}(\text{SO}_4)] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Гекс.с. $P6_3$. $a = 8.312$, $c = 15.295\text{\AA}$. $Z = 2$. Гексагональные призмы с плоским окончанием до 0.3 мм. Простые формы: $\{100\}$ (призма) и $\{001\}$ (базальный пинакоид). Прозрачный. Цв. голубой. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. ~ 3 . Плотн. 3.28 (изм.), 3.293 (выч.). Легко раств. при комн. т-ре в разбавл. HCl. Одноосный (-). $n_o = 1.636$, $n_e = 1.620$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 3 опр., масс. %): ZnO 61.91, CuO 11.51, CoO 0.12, SO₃ 9.10, H₂O 20.52, сумма 103.16. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 7.64(100), 3.633(16), 3.374(30), 2.716(27), 2.561(38), 2.216(21), 1.858(32), 1.566(37). На м-нии Редмонд, округ Хейвуд, шт. Сев. Каролина (США) в очень необычном комплексе вторичных минералов, представленных редкими Pb-Zn-Cu сульфатами, тиосульфатами и карбонатами. Назван в честь американского геолога Джона Ханахана (John Hanahan, 1924–2001). *Kampf A.R., Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emproto C. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 6, p. 1137–1149; <https://www.mindat.org/min-56042.html>*

67. Батонит (batoniite) – $[\text{Al}_8(\text{OH})_{14}(\text{H}_2\text{O})_{18}](\text{SO}_4)_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Трикл.с. $P\bar{1}$. $a = 9.1757$, $b = 12.0886$, $c = 20.9218\text{\AA}$, $\alpha = 82.901^\circ$, $\beta = 87.334^\circ$, $\gamma = 86.999^\circ$. $Z = 2$. Полусферические агрегаты до 1 мм таблитчатых кристаллов, уплощенных по $\{011\}$. Бесцветный до белого. Черта белая. Бл. стекл. Сп. совершенная по $\{011\}$. Плотн. 1.949 (выч.). Медленно раств. в воде. Двуосный (-). $n_p = 1.4833$, $n_m = 1.4948$, $n_g = 1.5019$, $2V = 71^\circ$ (изм.), 75.8° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 10 опр.): Al₂O₃ 33.48, Fe₂O₃ 0.05, SO₃ 33.00, H₂O 44.41 (выч. по стехиометрии), сумма 110.94. Рентгенограмма (расч. интенс. л.): 10.97(91)(011)₂, 8.50(86)(101)₂, 7.45(100)(110), 5.19(42)(004), 4.835(58)(121), 4.055(43)(114), 3.781(25)(015)₂, 3.550(40)(213). На м-нии Четине де Которньяно, Тоскана (Италия). Назван в честь итальянского минералога Массимо Батони (Massimo Batoni, b. 1948). *Mauro D., Biagioni C., Sejkora J., Dolníček Z., Škoda R. Europ. J. Miner. 2023, vol. 35, n 5, p. 703–714.*

68. Чинлеит-(Nd) [chinleite-(Nd)] – $\text{NaNd}(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})$. Триг.с. $P3_21$. $a = 6.9540$, $c = 12.8590\text{\AA}$. $Z = 3$. Гексаг. $\{100\}$ призмы до 0.3×0.1 мм с пирамидальными окончаниями с гранями $\{101\}$ и $\{012\}$ (дан чертеж). Бесцветный. Прозрачный. Черта белая. Бл. стекл. Тв 2.5 – 3. Хрупкий. Изл. заноз. Сп. хорошая $\parallel [001]$ и возможно по $\{100\}$. Плотн. 3.436 (выч.). Медленно раств. в воде при комн. т-ре. Одноосный (+). $n_o = 1.566$, $n_e = 1.604$. Хим. (м.з., WDS, средн. из 6 опр.): Na₂O 3.32, CaO 8.18, SrO 0.90, Y₂O₃ 3.58, La₂O₃ 0.37, Ce₂O₃ 5.80, Pr₂O₃ 1.90, Nd₂O₃ 11.15, Sm₂O₃ 7.11, Eu₂O₃ 1.85, Gd₂O₃ 5.55, Dy₂O₃ 3.11, Ho₂O₃ 0.30, SO₃ 43.46, H₂O 4.23 (выч. по стр-ре), сумма 100.81.

Рентгенограмма (интенс. л.): 6.02(50)(100), 5.46(70)(101), 3.479(44)(110), 3.014(84)(200), 2.837(100)(104), 2.148(38)(212,006), 1.8592(55)(124). В выцветах на стенках туннеля шахты на м-нии Маркей, шт. Юта (США) с гипсом и натроциппеитом на асфальте. Назван по составу и за сходство с чинлеитом-(Y). *Kampf A.R., Ma C., Marty J. Canad. J. Miner. Petrol. 2023. vol. 61, n 2, p. 411–418.*

69. Редмондит (redmondite) – $[\text{Pb}_8\text{O}_2\text{Zn}(\text{OH})_6](\text{S}_2\text{O}_3)_4$. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 9.1672$, $b = 10.6576$, $c = 14.0620\text{\AA}$, $\beta = 101.173^\circ$. $Z = 2$. Изометричные ромбические кристаллы до 1 мм. Простые формы: {100}, {011}, {101} (дан чертеж). Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Бл. алмаз. Тв. ~ 2. Хрупкий. Изл. раков. Плотн. 5.757 и 5.680 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам соответственно). При комн. т-ре в разбавл. HCl мгновенно становится непрозрачным и медленно растворяется. Двусосный (+). $n_p = 1.96–1.97$, $n_m = 1.97–1.98$, $n_g = 1.97–1.98$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 16 опр., норм.): PbO 77.94, ZnO 3.48, SO₃ 13.61, S 5.45, H₂O 2.23, -O=S 2.72, сумма 99.99. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 6.56(64), 5.01(32), 3.442(100), 3.173(32), 2.912(35), 2.847(42), 2.479(38), 2.280(27). На м-нии Редмонд, шт. Сев. Каролина (США) с необычным комплексом вторичных минералов, включающим редкие Pb-Zn-Cu сульфаты, тиосульфаты и карбонаты. Название по месту находки. *Kampf A.R. Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emprto C. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 1, p. 189–202; https://www.mindat.org/min-55689.html*

70. Куботиоплюмбит (cubothioplumbite) – $[\text{Pb}_4(\text{OH})_4]\text{Pb}(\text{S}_2\text{O}_3)_3$. Куб.с. $Pa\bar{3}$. $a = 14.9179$. $Z = 8$. Куб. кристаллы до 0.5 мм. Простые формы: {111} (октаэдр), {110} (ромбододекаэдр), {210} (пентадодекаэдр) и {211} (трапезоэдр). Прозрачный. Цв. желтый, черта белая. Бл. алмаз. Тв. ~ 3. Хрупкий. Изл. раков. Плотн. 5.748 и 5.763 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам соответственно). Изотропный. Вычисл. пок. преломления: $n = 2.002$ для эмп. ф-лы, и 2.021 для идеальной. При комн. т-ре в разбавленной HCl становится двупреломляющим и очень медленно растворяется. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 4 опр., норм.): PbO 77.74, SO₃ 16.71, S 6.07, H₂O 2.51, -O+S 3.02, сумма 100.01. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 5.28(56), 3.732(57), 3.619(100), 3.346(64), 3.262(81), 2.490(92), 1.803(52), 1.700(49). В пустотах в массивных галенит-сфалерит-халькопирит-кварцевых агрегатов на м-нии Реймонд, шт. Сев. Каролина (США) с гексатиоплюмбитом, англезитом, церусситом, фассинаитом, гидроредмондитом, ланаркитом и стивраститом. Название по структурной принадлежности и по составу (тиосульфат свинца). *Kampf A.R., Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emprto C. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 3, p. 623–633; https://www.mindat.org/min-55762.html*

71. Гексатиоплюмбит (hexathioplumbite) – $[\text{Pb}_4(\text{OH})_4]\text{Pb}(\text{S}_2\text{O}_3)_3$. Гекс.с. $P6_3$. $a = 10.721$, $c = 8.6541\text{\AA}$. $Z = 2$. Гекс. Призмы до 1 мм в длину. Кристаллы гемиморфные с плоскими базальными окончаниями и сужающимися основаниями с гранями {100}, {001}, {201} (даны чертежи). Прозрачный. Бесцветный, черта белая. Бл. алмаз. Тв. ~ 2.5. Хрупкий. Изл. искривл. Плотн. 5.531 и 5.552 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Медленно раств. при комнатн т-ре в разбавленной HCl. Одноосный (-). $n_o = 2.005$, $n_e = 1.995$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 4 опр., норм.): PbO 77.75, SO₃ 16.74, S 5.99, H₂O 2.51, -O+S 2.99, сумма 100.01. Рентгенограмма (интенс. л, d, I): 6.32(67), 3.511(100), 3.359(70), 3.249(86), 2.733(77), 2.536(89), 2.476(), 1.837(52). В пустотах массивных галенит-сфалерит-халькопирит-кварцевых агрегатов на м-нии Реймонд, шт. Сев. Каролина (США) с куботиоплюмбитом, англезитом, церусситом, фассинаитом, гидроредмондитом, ланаркитом и стивраститом. *Kampf A.R., Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emprto C. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 3, p. 623–633; https://www.mindat.org/min-55763.html*

72. Гидроредмондит (hydroredmondite) – $[\text{Pb}_8\text{O}_2\text{Zn}(\text{OH})_6](\text{S}_2\text{O}_3)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ Монокл.с. $P2_1/n$. $a = 12.5991$, $b = 9.2819$, $c = 12.9774\text{\AA}$, $\beta = 90.443^\circ$. $Z = 2$. Призмат., пластинч.

и таблитч. кристаллы до 1 мм, удлиненные по [010] и уплощенные по {101}. Простые формы: {101}, {101}, {011} (дан чертеж). Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Бл. алмаз. Тв. ~ 2. Хрупкий. Изл. искривл., ступенч. Сп. хорошая по {101} и по {101}. Плотн. 5.124 и 5.123 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). При комн. т-ре в разбавленной HCl мгновенно становится непрозрачным и медленно растворяется. Двухосный (+). $n_p = b$, $n_p = 1.830$, $n_m = 1.880$ (выч.), $n_g = 1.950$ (выч.), $2V = 83^\circ$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 6 опр., норм.): PbO 76.34, ZnO 3.45, SO₃ 13.67, S 5.36, H₂O 3.86, -O=S 2.67, сумма 100.01. Рентгенограмма (интенс. л, d, l): 9.05(29), 6.49(100), 4.83(34), 3.638(46), 3.017(52), 2.825(40), 2.794(27), 2.729(32). На м-нии Редмонд, шт. Сев. Каролина (США) с необычным комплексом вторичных минералов, включающим редкие Pb-Zn-Cu сульфаты, тиосульфаты и карбонаты. Назван по составу и за сходство с редмондитом. *Kampf A.R. Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emproto C. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 1, p. 189–202; https://www.mindat.org/min-55691.html*

73. Сульфаторедмондит (sulfatoredmondite) – [Pb₈O₂Zn(OH)₆](SO₄)₄·6H₂O. Монокл.с. C2/m. $a = 17.294$, $b = 7.3668$, $c = 12.7271\text{Å}$, $\beta = 110.622^\circ$. $Z = 2$. Коротко-столбчатые призмы до 2 мм с клинообразными окончаниями, иногда уплощенные по {100}. Простые формы: {100}, {001}, {110}, {011} (дан чертеж). Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Бл. алмаз. Тв. ~ 2. Хрупкий. Изл. искривл., неправ. Плотн. 5.173 и 5.177 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). При комн. т-ре в разбавленной HCl мгновенно становится непрозрачным и медленно растворяется. Двухосный (+). $Ng = b$, $aNg = 28^\circ$. $n_p = 1.780$, $n_m = 1.850$ (выч.), $n_g = 1.860$ (выч.), $2V = 40^\circ$ (выч.). Дисперсия умеренная, $r > v$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 5 опр.): PbO 75.02, ZnO 3.40, SO₃ 13.46, S 1.20, H₂O 6.82, -O=S 0.60, сумма 99.30. Рентгенограмма (интенс. л, d, l): 8.10(100), 6.23(48), 5.86(46), 3.115(78), 2.892(63), 2.779(63), 2.706(47), 1.827(46). На м-нии Редмонд, шт. Сев. Каролина (США) с необычным комплексом вторичных минералов, включающим редкие Pb-Zn-Cu сульфаты, тиосульфаты и карбонаты. Назван по составу и за сходство с редмондитом. *Kampf A.R. Smith J.B., Hughes J.M., Ma C., Emproto C. Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 1, p. 189–202; https://www.mindat.org/min-55760.html*

74. Хасановит (hasanovite) – KNa(MoO₂)(SO₄)₂. Монокл.с. P2₁/c. $a = 9.6225$, $b = 11.4049$, $c = 8.1421\text{Å}$, $\beta = 99.1790^\circ$. $Z = 4$. Мелкие до 200 мкм зерна на обожженном алевролите. Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Микротв. 103. Тв. 3. Плотн. 2.93 (изм.), 2.94 (выч.). Двухосный (+). $n_p = 1.584$, $n_m = 1.590$ (выч.), $n_g = 1.620$, $2V = 50^\circ$ (изм.). Раств. при комн. т-ре в HCl (1:1). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): Na₂O 4.54, K₂O 13.81, Ti₂O 1.80, MoO₃ 38.75, SO₃ 40.10, сумма 99.00. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.30(36)(110), 6.57(48)(011), 4.34(75)(121), 3.64(100)(211), 3.44(58)(031), 3.34(202,022), 3.20(63)(212), 2.829(73)(231), 2.729(50)(140), 2.436(44)(123). В возгонах природного подземного угольного пожара на Фан-Ягнобском угольном м-нии (Таджикистан) с ангидритом, баритом, англезитом, молибдитом, сам. теллуrom и недоизученными сульфатами Sb-R, R-Mg, Ti-V и Sn. Назван в честь таджикского петрографа Хасанова Абдурахмана Хасановича, р. 1933. *Мираков М.А., Паутов Л.А., Сийдра О.И., Махмадишариф С., Карпенко В.Ю., Плечов П.Ю. Записки РМО. 2023, ч. CLII, № 1, с. 18–36.*

75. Коллерит (kollerite) – (NH₄)₂Fe(OH)(SO₃)₂·H₂O. Ромб.с. Стст. $a = 17.803$, $b = 7.395$, $c = 7.096\text{Å}$. $Z = 4$. Агрегаты до 1.5 мм длиннопризмат кристаллов длиной до 0.1мм и шириной до 10 мкм. Полупрозрачный. Цв. желтый. Черта бледно-желтая. Бл. стекл. Тв. ~ 2. Плотн. 2.04 (выч.). Хрупкий. Изл. неровн. $n_{\text{средн.}} = 1.66$ (выч.). Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 4 опр.): P₂O₅ 0.12, SiO₂ 0.27, SO₂ 44.05, TiO₂ 0.01, Al₂O₃ 0.29, Fe₂O₃ 26.91, MgO 0.02, CaO 0.13, Na₂O 0.02, K₂O 0.04, (NH₄)₂O 17.87, H₂O 9.37 (выч. по стехиометрии), сумма 99.10. Рентгенограмма (интенс. л, d, l):

8.905(100), 6.830(61), 3.887(8), 3.417(17), 3.283(8), 2.973(15), 2.847(16), 2.643(9). В заброшенной угольной разработке Печ-Вашаш, горы Мечек (Венгрия) с двумя другими неназванными сульфитами $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_3)_6$ и $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}^{3+}(\text{SO}_3)_2$. *Fehér B., Szakáll S., Ende M., Effenberger H.S., Mihály J., Sajó I., Kótai L., Szabó D.* Miner. Petrol. 2023, vol. 117, n 2, p. 231–245; <https://www.mindat.org/min-53409.html>

76. Эваничит (evanichite) – $\text{Pb}_6\text{Cr}^{3+}(\text{Cr}^{6+}\text{O}_4)_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_7\text{FCl}$. Триг.с. *P3*. $a = 7.7651$, $c = 9.6199\text{Å}$. $Z = 1$. Единственное обособление короткопризмат. кристаллов до $0.70 \times 0.20 \times 0.20$ на кварцевой матрице. Прозрачный. Цв. оранжево-коричневый до красно-коричневого. Черта белая. Бл. алмаз. Хрупкий. Тв. 2.5–3. Сп. совершенная по {100}. Плотн. 5.878 (выч.). $n_{\text{средн.}} = 2.024$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 15 опр.): PbO 74.02, Fe_2O_3 0.47, Cr_2O_3 3.47, CrO_3 11.24, SO_3 4.79, F 1.06, Cl 2.08, $-\text{O}=\text{F}, \text{Cl}$ 0.92, H_2O 3.54, сумма 99.75. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.805(30) (002), 3.599(100)(111), 3.023(45)(212), 2.473(42)(113), 2.245(28)(300). На м-нии Тайгер, шт. Аризона (США) с джоржробинсонитом, бобмейеритом, пиналитом, диаболеитом, болейитом, ледгиллитом, каледонитом, церусситом, кальцитом, баритом и флюоритом. Назван в честь американского коллекционера минералов Даниэля Эванича (Daniel J. Evanich, b. 1951). *Yang H., Gibbs R.B., Sousa F.X., Downs R.T.* Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 2, p. 419–429.

77. Бернардэвансит (bernardevansite) – $\text{Al}_2(\text{Se}^{4+}\text{O}_3)_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Монокл.с. *P2₁/c*. $a = 16.5016$, $b = 7.770$, $c = 9.8524\text{Å}$, $\beta = 98.258^\circ$. $Z = 4$. Al-аналог мандариноита, диморфен с альфредпетровитом. Агрегаты пластинчатых кристаллов на матрице Со-содержащего крутаита и пенрозеита. Кристаллы до $0.1 \times 0.03 \times 0.01$ мм, удлиненные по [001]. Простые формы {100}, {110}, {110}, {001}. Бесцветный. Прозрачный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 2.5–3. Плотн. 2.93 (изм.), 2.997 (выч.). Двуосный (+). $n_p = 1.642$, $n_m = 1.686$, $n_g = 1.74$, $2V = 84^\circ$ (изм.), 87° (выч.). Плеохроизм очень слабый от бледно-серого до серого. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 11 опр.): Al_2O_3 11.38, Fe_2O_3 11.60, SeO_2 57.70, H_2O 19.14, сумма 99.82. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.147(39)(200), 7.036(100)(110), 3.385(47)(402), 2.943(80)(222), 2.769(37)(222). На м-нии Эль-Драгон, деп. Эль-Потоси (Боливия) с халькоменитом и «клинохалькоменитом» (не утв. ММА). Назван в честь американского минералога Бернарда Эванса (Bernard W. Evans, b. 1934). *Yang H., Gu X., Jenkins R.A., Gibbs R.B., Downs R.T.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 3, p. 407–414.

78. Питермегавит (petermegawite) – $\text{Al}_6(\text{Se}^{4+}\text{O}_3)_3[\text{SiO}_3(\text{OH})](\text{OH})_9 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Ромб.с. *Cmc2₁*. $a = 16.2392$, $b = 10.96370$, $c = 15.3367\text{Å}$. $Z = 4$. Агрегаты пластинч. или таблитч. кристаллов до $0.15 \times 0.08 \times 0.03$ мм. Простые формы: {001}, {100}, {010}. Прозрачный. Бесцветный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 2 – 2.5. Сп. совершенная по {001}. Плотн. 2.27 (изм.), 2.32 (выч.). Двуосный (+). $n_p = 1.545$, $n_m = 1.554$, $n_g = 1.567$, $2V = 77^\circ$ (изм.), 80° (выч.). Плеохроизм очень слабый от бледно-серого до серого. Дисперсия слабая, $r > v$. Хим. (м.з., WDS, средн. из 8 опр.): SiO_2 5.83, Al_2O_3 33.21, SeO_2 31.90, SO_2 2.35, H_2O 29.17, сумма 102.46. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.824(100)(111), 7.642(77.2)(002), 5.839(67.0)(112), 5.580(73.4)(202), 5.514(57.9)(020), 4.860(79.1)(310), 3.880(46.1)(222), 3.017(55.0)(314). На м-нии Эль-Драгон, деп. Эль-Потоси (Боливия) в Со-содержащей крутаит-пенрозеитовой матрице, халькоменитом, «клинохалькоменитом» (не утв. ММА), молибдоменитом, лепидокрокитом, гётитом, альфельдитом и кальцитом. Назван в честь американского геолога Питера Мегго (Peter K.M. Megaw). *Yang H., Gu X., Scott M.I.M., Jenkins R.A., Gibbs R.B., Mcglasson J.A., Downs R.T.* Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 5, p. 987–998.

79. Томбстоунит (tombstoneite) – $(\text{Ca}_{0.5}\text{Pb}_{0.5})\text{Pb}_3\text{Cu}^{2+}_6\text{Te}^{6+}_2\text{O}_6(\text{Te}^{4+}\text{O}_3)_6(\text{Se}^{4+}\text{O}_3)_2(\text{SO}_4)_2 \times 3\text{H}_2\text{O}$. Триг.с. *P321*. $a = 9.1377$, $c = 12.2797\text{Å}$. $Z = 1$. Тригональные пластинч. кристаллы до 100×20 мкм, уплощенные по {001}, их субпараллельные срастания. Простые формы: {100}, {001} и {101} (дан чертеж). Прозрачный. Цв. зеленый. Черта зеленая.

Бл. алмаз. Тв. ~ 2.5. Хрупкий. Изл. неправ. Сп. совершенная по {001}. Плотн. 5.680 и 5.668 (выч. по эмп. и идеальной ф-лам). Раств. при комн. т-ре в разб. HCl. Двухосный (-). $n_{\text{средн.}} = 2.002$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 4 опр.): CaO 0.90, PbO 24.33, CuO 14.51, TeO₂ 32.24, TeO₃ 10.96, SeO₂ 4.81, SO₃ 5.34, H₂O 1.69 (выч. по стр-ре), сумма 94.78. Рентгенограмма (интенс. л.): 12.36(50) (001), 3.056(100)(113), 2.912(42)(211), 2.867(27)(104,023), 2.691(34)(122), 2.639(31)(300), 1.7918(31)(321,134). На м-нии Гран-Сентрал, район Томбстоун, шт. Аризона (США) с ярозитом и родалкиларитом. Назван по месту находки. *Kampf A.R., Mills S.J., Housley R.M., Ma C., Thorne B.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 1, p. 10–17.

80. Мерфийт (murphyite) Pb(TeO₄) – Te-аналог распита. Монокл.с. $P2_1/a$. $a = 13.6089$, $b = 5.01750$, $c = 5.5767\text{Å}$, $\beta = 107.9280^\circ$. $Z = 4$. Пластинч. или призмат. кристаллы до 0.20×0.05×0.05 мм в кварцевой матрице. Обычно двойникование по {100}. Бесцветный до очень бледно-желтого. Черта белая. Бл. алмаз. Хрупкий. Тв. ~ 3.5. Сп. совершенная по {100}. Плотн. 7.579 (выч.). $n_{\text{средн.}} = 2.15$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): TeO₃ 26.03, WO₃ 21.46, PbO 51.45, FeO 0.51, MnO 0.34, сумма 99.79. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.655(100)(011), 3.604(43.2)(201), 3.513(69.2)(211), 3.235(34.4)(400), 2.768(51.4)(202), 2.718(57.2)(410), 2.515(48.1)(020), 1.857(55.1)(612). На м-нии Гранд Сентрал майн, шт Аризона (США) с хлораргиритом, эммонситом, оттоитом, шеелитом, шиффеленитом, кварцем и ярозитом. Назван в честь американского геолога Брюса Мерфи (Bruce Murphy). *Yang H., Gu X., Gibbs R.B., Downs R.T.* Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 2, p. 401–409.

81. Вортупаит (wortupaite) – MgNi₂(Te⁴⁺O₃)₃·3H₂O. Гекс.с. $P6_3/m$. $a = 9.2215$, $c = 7.5150\text{Å}$. $Z = 2$. Игольчаиые и призмат. кристаллы до 25 мкм, их кластеры. Простые формы: {1010} (призма) и {1011} (окончание). Цв. бледно-желтовато-зеленый. Черта бледно-зеленая. Бл. стекл. (у кластеров – землистый). Тв., вероятно, < 3. Хрупкий. Изл. неровн. Плотн. 4.42 (выч.). Одноосный (+). $n_o = 1.882$ (выч.), $n_e = 1.957$ (выч.). Плеохроизм слабый: по *No* зелено-голубой, по *Ne* желтый с зеленым оттенком. Хим. (м.з., WDS, средн.): MgO 3.13, MnO 0.38, Fe₂O₃ 1.53, NiO 22.83, TeO₂ 64.76, H₂O 7.36 (выч. по стр-ре), сумма 99.99. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.059(93)(100), 4.034(92)(200), 2.832(43)(211,121), 2.769(100)(202), 1.920(45)(213,123). На золоторудном м-нии Вортупа (Юж. Австралия) с мелонитом и кальцитом. Назван по месту находки. *Missen O.P., Mills S.J., Brugger J., Birch W.D., Elliott P.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 6, p. 908–915.

КАРБОНАТЫ

82. Элисуилсонит-(YCe) [alicewilsonite-(YCe)] Na₂Sr₂YCe(CO₃)₆ – гр. маккельвиита. Трикл.с. $P1$. $a = 9.0036$, $b = 9.0175$, $c = 6.7712\text{Å}$, $\alpha = 102.724^\circ$, $\beta = 116.398^\circ$, $\gamma = 60.003^\circ$. $Z = 1$. Описание приводится для голотипа. Образует кольца до 3 см на доннейите-(Y), сложенные бочко- и веретенообразными призмат. кристаллами до 0.028×0.037×0.058 мм. Цв. от бледно-желтого до желтого, лимонного, зелено-желтого, оранжево-желтого, бледно-зеленого и зеленого, бледно-серого и серого, бежевого и бесцветного. Черта белая. Бл. стекл. Сп. несовершенная по {001}. Изл. неровн. Тв. 3. Плотн. 3.37 (выч.). Двухосный (+). $cNp = 5^\circ$. $n_p = 1.554$, $n_m = 1.558$, $n_g = 1.644$, $2V = 20^\circ$ (изм.), 26° (выч.). Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., средн. из 6 опр.): Na₂O 7.42, CaO 0.72, SrO 21.49, BaO 1.41, Y₂O₃ 8.52, La₂O₃ 5.93, Ce₂O₃ 9.52, Pr₂O₃ 0.59, Nd₂O₃ 1.75, Sm₂O₃ 0.46, Gd₂O₃ 0.83, Dy₂O₃ 1.65, Ho₂O₃ 0.34, Er₂O₃ 1.21, Yb₂O₃ 0.64, CO₂ 29.33 (выч. по стехиометрии), H₂O 6.13 (выч. по стехиометрии), сумма 97.94. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.07(31)(001), 4.372(100)(120,2-11,110), 4.037(25)(111,121,210), 3.201(25)(121,212,111), 2.831(67)(112,122,211,121,210), 2.601(39)(030,331,301), 2.236(24)(2-41,221,421), 2.019(23)(003,222,242,420), 1.9742(24)(032,303,333,331,032,301). В щелочном комплексе Монт Сент-Илер, Квебек (Канада) (голотип) с доннейитом-(Y),

гейдоннеитом, альбитом, кальцитом и пиритом. Установлен также в щелочном комплексе Сент-Амабль, Квебек (Канада) и в Хибинском щелочном массиве, Кольский п-ов (Россия). Назван в честь известного канадского геолога Элис Уилсон (Alice Wilson, 1881–1964). *Lykova I., Rowe R., Poirier G., Friis H., Helwig K.* *Euro. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 1, p. 143–155.

83. Гисинит-(La) [gysinite-(La)] $\text{PbLa}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$ – гр. анкилита. Ромб.с. *Pmcsn*. $a = 5.0655$, $b = 8.5990$, $c = 7.3901\text{Å}$. $Z = 2$. Изоструктурен с гисинитом-(Nd). Гранулированные или пластинчатые кристаллы до 50 мкм. Прозрачный. Бесцветный или бледно-желтый. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. 3.5–4. Плотн. 5.007(выч.). Двусный (-). $n_p = 1.832$, $n_m = 1.849$, $n_g = 1.862$, $2V = 81.6^\circ$ (изм.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн.): CaO 0.08, SrO 0.71, PbO 28.66, La_2O_3 31.80, Ce_2O_3 0.05, Pr_2O_3 5.03, Nd_2O_3 7.96, Sm_2O_3 0.53, Eu_2O_3 0.38, Gd_2O_3 0.64, CO_2 18.46, H_2O 7.27, сумма 101.57. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.596(21)(011), 4.349(100)(110), 3.732(68)(111), 2.984(61)(121), 2.667(21)(031), 2.363(48)(131), 2.090(29)(221), 2.028(21)(212). В щелочном комплексе Саима (Saima) (Китай) с нефелином, эгирином, микроклином, натролитом, эвдиалитом, лампрофиллитом, бастнезитом-(Ce), анкилитом-(Ce), бобтрайлитом, бритолитом-(Ce), торитом, кальцитом и галенитом. Назван по составу и за сходство с гисинитом-(Nd). *Wu B., Gu X., Rao C.; Wang R., Xing X. Wan J., Zhong F., Bonnetti C.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 1, p. 143–150.

84. Кальциоанкилит-(La) [calcioancylite-(La)] – $(\text{La},\text{Ca})_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH},\text{H}_2\text{O})_2$, Ромб.с. *Pmcsn*. $a = 5.0253$, $b = 8.5152$, $c = 7.2717\text{Å}$. $Z = 2$. Субгедральные зерна до 5–20 мкм псевдооктаэдрического дипирамидального габитуса с гранями {111} и {110}, удлиненные по b , их агрегаты от 10 до 200 мкм. Бесцветный до бледно-розовато-серого цвета. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 4, микротв. 175. Изл. неправ. Плотн. 4.324. Двусный (-). $n_p = 1.662$, $n_m = 1.730$, $n_g = 1.771$, $2V = 70^\circ$ (изм.), 73° (выч.). Дисперсия $r < v$. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн.): K_2O 0.51, CaO 5.62, SrO 5.39, FeO 0.06, Al_2O_3 1.34, La_2O_3 24.59, Ce_2O_3 23.32, Pr_2O_3 5.78, Nd_2O_3 2.49, Sm_2O_3 0.06, CO_2 22.86, F 0.31, -F=O 0.13, H_2O 6.16, сумма 98.36. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.3218(75)(110), 3.6926(68)(111), 2.9564(80)(121), 2.6396(47)(031), 2.5197(55)(200), 2.3353(100)(013), 2.0773(44)(221). В нефелиновых сиенитах щелочного комплекса Гэцзю, пров. Юньнань (Китай) с кальциоанкилитом-(Ce), анкилитом-(La), анкилитом-(Ce), бритолитом-(Ce), фторкальциобритолитом, бобтрайлитом, катаплеитом, бадделитом, жадеитом, цирконом, магнетитом, андрадитом, ортоклазом, альбитом и др. Назван по составу и за сходство с кальциоанкилитом-(Ce). *Wang Y., Gu X., Dong G., Hou Z., Nestola F., Yang Z., Fan G., Wang Y., Qu K.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 4, p. 554–560.

СИЛИКАТЫ

85. Фторбритолит-(Nd) [fluorbritholite-(Nd)] – $\text{Ca}_2\text{Nd}_3(\text{SiO}_4)_3\text{F}$ – надгр. апатита. Гекс.с. *P6_3/m*. $a = 9.599$, $c = 6.9892\text{Å}$. $Z = 2$. Неправильные ангедральные зерна до 250 мкм. Прозрачный. Цв. коричневатого-розового. Черта белая. Бл. стекл. до смол. Тв. 5. Хрупкий. Изл. неровный до субраков. Плотн. 4.92 (выч.). Одноосный (-). $n_{\text{средн.}} = 1.795$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 12 опр.): P_2O_5 0.68, As_2O_5 0.08, SiO_2 21.03, Y_2O_3 7.01, La_2O_3 3.23, Ce_2O_3 16.35, Pr_2O_3 3.31, Nd_2O_3 19.51, Sm_2O_3 6.34, Gd_2O_3 4.95, Tb_2O_3 0.56, Dy_2O_3 2.52, Ho_2O_3 0.32, Er_2O_3 0.67, Tm_2O_3 0.07, Yb_2O_3 0.31, Lu_2O_3 0.03, CaO 10.86, H_2O 0.15, F 0.60, Cl 0.42, Br 0.17, -F = O 0.25, -Cl = 0.09, -Br = 0.02, сумма 98.81. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.223(30)(102), 3.144(30)(120), 2.866(100)(121), 2.823(55)(112), 2.769(35)(300), 1.997(40)(222). На железорудном м-нии Мальмккерра, Бергслеген (Швеция) с кальцитом, доломитом, магнетитом, лизардитом, тальком, флюоритом, баритом, шеелитом, гадолинитом-(Nd) и др. редкоземельными минералами. Назван по составу и за сходство с бритолитом.

Holtstam D., Casey P., Bindi L., Förster H., Karlsson A., Appelt O. *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 5, p. 731–737.

86. Цзинвэньит-(Y) [jingwenite-(Y)] – $Y_2Al_2V^{4+}_2(SiO_4)O_4(OH)_4$. Монокл.с. $I2/a$. $a = 9.4821$, $b = 5.8781$, $c = 19.3987\text{Å}$, $\beta = 90.165^\circ$. $Z = 4$. Агрегаты до 280 мкм пластинч. и столбч. кристаллов до 30 мкм. Цв. светло-коричневый. Черта желтовато-серая. Бл. стекл. Тв. 4.5–5. Плотн. 4.475 (выч.). Двуосный (+). $n_p = 1.92$, $n_m = 1.95$, $n_g = 1.99$, $2V = 83^\circ$ (выч.). Дисперсия средняя, $r < v$. Плеохроизм: по Np светло-коричневый, по Nm коричневый, по Ng темно-коричневый. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн.): SiO_2 16.45, Al_2O_3 10.85, Fe_2O_3 0.89, VO_2 26.13, TiO_2 1.83, Y_2O_3 24.67, Nd_2O_3 0.03, Sm_2O_3 0.10, Gd_2O_3 0.69, Tb_2O_3 0.32, Dy_2O_3 3.25, Ho_2O_3 0.83, Er_2O_3 3.55, Tm_2O_3 0.60, Yb_2O_3 3.99, Lu_2O_3 2.40, H_2O 4.65 (выч. по стехиометрии), сумма 101.23. Рентгенограмма (интенс. л.): 9.728(58.4)(002), 5.011(61.8)(110), 4.274(36.0)(202), 3.216(50.6)(2 13), 2.676(100)(206), 2.582(95.5)(123), 2.049(82.0)(3 23). В Cu-сульфидных рудах м-ния Юйшуй (Юж. Китай) с борнитом, халькопиритом, галенитом, ксенотимом-(Y), ноланитом, тортвейтитом, роскоэлитом, баритом и кварцем. Назван в честь китайского геолога Цзинвэня Мао (Jingwen Mao, b. 1956). Liu P., Gu X., Zhang W., Hu H., Chen X., Wang X., Song W., Yu M., Cook N.J. *Amer. Miner.* 2023, vol. 108, n 1, p. 192–196.

87. Алюминотайпингит-(CeCa) [aluminotaipingite-(CeCa)] – $(Ce_6Ca_3)Al(SiO_4)_3[SiO_3(OH)]_4F_3$ – надгр. церита. Триг.с. $R3c$. $a = 10.658$, $c = 37.865\text{Å}$. $Z = 6$. Треугольные пирамидальные кристаллы до 0.07 мм. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. светло-розовый до розового или красноватого. Черта белая. Бл. стекл. Простые формы: {001} и {102}. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. 5. Плотн. 4.476 (выч.). Одноосный (+). $n_o = 1.750$, $n_e = 1.770$. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 6 опр.): CaO 8.38, MnO 0.42, SrO 0.12, Al_2O_3 2.13, Fe_2O_3 1.05, Y_2O_3 2.54, La_2O_3 7.70, Ce_2O_3 23.12, Pr_2O_3 3.14, Nd_2O_3 14.85, Sm_2O_3 4.26, Gd_2O_3 3.45, Dy_2O_3 0.74, SiO_2 25.01, TiO_2 0.19, F 2.32, H_2O 1.08 (выч. по стр-ре), $-O=F$ 0.98, сумма 99.52. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.38(29)(012), 4.499(28)(202), 3.282(41)(214), 2.936(100)(0.2.10), 2.816(51)(128), 2.669(37)(220), 2.207(29)(3.0.12). В полостях лейкогранитов в карьере Кассетте, Пьемонт (Италия) с алланитом-(Ce), кайнозитом-(Y), ломонтитом, синхизитом-(Ce), титанитом, вульфенитом и клинохлором. Назван по составу и согласно номенклатуре минералов надгруппы церита (Atencio et al., 2022). Campostrini I., Demartin F., Finello G., Vignola P. *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 5, p. 741–747.

88. Хурайимит (khurayumite) – $Ca_7Zn_4(Si_2O_7)_2(OH)_{10} \cdot 4H_2O$. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 11.2171$, $b = 9.0897$, $c = 14.0451\text{Å}$, $\beta = 113.297^\circ$. $Z = 2$. Сферолитовые агрегаты до 300 мкм удлиненных пластинчатых кристаллов до $50 \times 20 \times 10$ мкм. Бесцветный. Черта белая. Бл. стекл. Микротв. 242 (тв. 3.5 – 4). Хрупкий. Изл. заноз. Плотн. 2.806 (выч.). Раств в 10% HCl. Двуосный (-). $Ng = b$, c $Np = 20^\circ$. $n_p = 1.603$, $n_m = 1.607$, $n_g = 1.610$, $2V = 50^\circ$ (изм.), 40.9° (выч.). Дисперсия очень слабая. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 11 опр.): SiO_2 20.81, ZnO 27.32, CaO 34.17, H_2O 13.98 (выч. по зарядному балансу), сумма 96.28. Рентгенограмма (интенс. л.): 10.3107(81)(100,214), 5.455(59)(1 21), 3.8333(100)(2 13), 3.4083(42)(2 04), 2.9519(68)(031), 2.9084(55)(1 31), 2.6607(57)(114). В небольших полостях в измененных спурритовых мраморах в северной части района пирометаморфических пород Сивака (Siwaqa) в окрестностях горы Джабаль аль-Хурайим (Центр. Иордан) с кальцитом, минералами серии эттрингит-таумасит, Са-гидросиликатом и фошагитом. Назван по месту находки. Krüger B., Galuskina I.O., Galuskin E.V., Vapnik Y., Murashko M. *Miner. Petrol.* 2023, vol. 117, n 2, p. 191–200.

89. Накадениобсит-(Y) [nacareniobsite-(Y)] – $Na_3Ca_3YNb(Si_2O_7)_2OF_3$ – гр. ринкита, надгр. сейдозерита. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 7.4069$, $b = 5.6540$, $c = 18.787\text{Å}$, $\beta = 101.36^\circ$. $Z = 2$. Призмат. кристаллы до 1×0.1 мм в агрегате грубозернистого ридмерджнерита. Цв. бледно-желтый. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неровн. до раков.

Сп. очень хорошая по {100}. Тв.5. Плотн. 3.49 (изм.), 3.515 (выч.). Двуосный (+). $n_p = 1.662$, $n_m = 1.668$, $n_g = 1.690$, $2V = 56^\circ$ (выч.). Дисперсия средняя, $r < v$. Хим. (SEM EDS, средн.): Nb₂O₃ 10.32, TiO₂ 3.75, SiO₂ 29.45, Y₂O₃ 5.05, La₂O₃ 0.89, Ce₂O₃ 3.02, Pr₂O₃ 0.25, Nd₂O₃ 3.29, Sm₂O₃ 1.12, Eu₂O₃ 0.17, Gd₂O₃ 1.43, Tb₂O₃ 0.44, Dy₂O₃ 1.78, Ho₂O₃ 0.52, Er₂O₃ 0.24, Tm₂O₃ 0.18, Yb₂O₃ 0.25, Lu₂O₃ 0.51, SrO 1.82, CaO 21.02, Na₂O 10.72, F 6.98, -O=F 2.94, сумма 100.26. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.44(31)(011), 3.59(26)(104,014), 3.068(100)(006,212,210), 2.944(45)(211,213), 2.707(32)(022,016), 1.853(29)(402,217,219). В щелочном массиве Дарай-Пиоз, Тянь-Шань (Таджикистан) с риджмерджнеритом, лейкофанитом, нордитом-(Ce), микроклином, зеравшанитом, полилитионитом, кентбрукситом, юсуповитом, фторнатропирохлором и кварцем. Назван по составу и за сходство с накарениобситом-(Ce). *Agakhanov A.A., Day M.C., Sokolova E., Karpenko V.Yu., Hawthorne F.C., Pautov L.A., Pekov I.V., Kasatkin A. V., Agakhanova V.A.* *Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 6, p. 1123–1136.

90. Силезияит (silesiaite) Ca₂Fe³⁺Sn(Si₂O₇)(Si₂O₆OH – Fe³⁺-аналог кристиансенита. Название дано по первому месту находки в пегматите Крконоше, Нижняя Силезия (Польша) (*Pieczka A. et al.*, 2017). Как новый минерал описан в известковых скарнах Эль Валле-Бойнас, Астурия (Испания) (*Cepedal A. et al.*, 2021), учтен в обзоре «Новые минералы. LXXVI» (*Смолянинова, 2022*). В данной работе описан в гранитном пегматите Шклярска-Поремба, Силезия (Польша) (типовой образец) и пегматите Хяйвияйтиен (Häiviäntien) (Финляндия). Приводится характеристика для типового образца. Трикл.с. *C1*. $a = 10.0080$, $b = 8.3622$, $c = 13.2994\text{Å}$, $\alpha = 89.987^\circ$, $\beta = 109.095^\circ$, $\gamma = 89.978^\circ$. $Z = 2$. Тонкие кристаллы до 350×100 мкм. Тв. ~ 6. Плотн. 3.737 (выч.). Двуосный. $n_{\text{средн.}} = \sim 1.727$ (выч.). Дан рамановский спект. Хим. (м.з., WDS, средн. из 3 опр.): SiO₂ 40.00, ZrO₂ 0.19, SnO₂ 27.72, Al₂O₃ 0.60, Sc₂O₃ 2.12, Fe₂O₃ 6.96, FeO 0.78, MnO 0.49, CaO 18.69, MgO 0.02, H₂O 1.50 (выч.), сумма 99.07. Рентгенограмма (интенс. л.): 5.178(63.7)(111, 111), 4.563(30.0)(202), 3.142(64.2)(004), 3.090(25.3)(3 11, 3 11), 3.083(100)(2 22, 2 22), 2.589(28.3)(2 22, 2 22), 2.137(29.2)(3 31, 3 31). *Pieczka A., Zelek-Pogudz S., Gołębiewska B., Stadnicka K.M., Kristiansen R.* *Miner.Mag.* 2023, vol. 87, n 2, p. 271–283.

91. Дутроуит (dutrowite) Na(Fe²⁺_{2.5}Ti_{0.5})_{Σ3}Al₆(Si₆O₁₈)(BO₃)₃(OH)₃O – надгр. турмалина. Триг.с. *R3m*. $a = 15.9864$, $c = 7.2187\text{Å}$. $Z = 3$. Химически гомогенные домены до 0.5 мм в ангедральных до субгедральных хернах до 1 мм. Цв. коричневый. Черта светло-коричневая. Прозрачный. Бл. стекл. Изл. неправ. Тв. предположительно 7–7.5. Плотн. 3.203 (выч.). Одноосный (-). $n_{\text{средн.}} = 1.800$ (выч.). Плеохроизм: по *No* темно-коричневый, по *Ne* светло-коричневый. Даны рамановский и мёсбауэровский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн. из 10 опр.): SiO₂ 34.38, TiO₂ 4.40, B₂O₃ 10.26 (выч.), Al₂O₃ 26.63, V₂O₃ 0.17, MgO 6.25, CaO 1.08, MnO 0.03, Fe₂O₃ 2.11, FeO 10.10, Na₂O₃ 2.46, K₂O 0.06, H₂O 3.01 (выч.), сумма 100.93. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.40(42)(101), 4.24(52)(211), 4.00(60)(220), 3.493(48)(012), 2.971(61)(122), 2.585(100)(051), 2.048(41)(152). В выходах пермских метариолитов вблизи селения Форноволаско, Апуанские Альпы, Тоскана (Италия) с кварцем, измененными п.ш., аннитом, клинохлором, мусковитом и небольшим количеством апатита, ильменита, рутила и циркона. Назван в честь американского геолога Барбары Ли Дутроу (*Barnara Li Dutrow*, b. 1956). *Biagioni C., Bosi F., Mauro D., Skogby H., Dini A., Zaccarini F.* *Europ. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 1, p. 81–91.

92. Ферриандросит-(Ce) [ferriandrosite-(Ce)] MnCeFe³⁺AlMn²⁺(Si₂O₇)(SiO₄)O(OH) – гр. алланита, надгр. эпидота. Монокл.с. *P2₁/m*. $a = 8.8483$, $b = 5.7307$, $c = 10.0314\text{Å}$, $\beta = 113.3659^\circ$. $Z = 2$. Субгедральные зерна и поликристаллические агрегаты до 0.3 мм. Цв. темно-коричневый. Черта светло-коричневая. Бл. стекл. Тв. ~ 6.5 до 7. Хрупкий. Плотн. 4.321 (выч.). Двуосный (+). $n_{\text{средн.}} = 1.832$ (выч.). Хим. (м.з., WDS, средн.): SiO₂ 29.43, TiO₂ 0.67, ThO₂ 0.02, Al₂O₃ 9.29, V₂O₃ 0.14, Cr₂O₃ 0.02, Y₂O₃ 0.01,

La_2O_3 7.14, Ce_2O_3 14.86, Pr_2O_3 1.43, Nd_2O_3 3.80, Eu_2O_3 0.14, Ho_2O_3 0.05, Er_2O_3 0.07, Tm_2O_3 0.01, Lu_2O_3 0.01, Fe_2O_3 5.40, FeO 2.52, MgO 2.84, CaO 3.21, MnO 16.00, PbO 0.01, F 1.01, Cl 0.01, H_2O 1.47 (выч.), $-\text{O}=(\text{F}, \text{Cl})$ 0.43, сумма 99.13. Рентгенограмма (расч., интенс. л.): 3.499(44)(211), 2.888(100)(113), 2.865(41)(020), 2.706(32)(013), 2.702(34)(120), 2.610(54)(311), 2.580(26)(202). На марганцевом проявлении Йюлиус (Július), район Кошице (Словакия) с пироксмангитом, спессартином, родохрозитом, кварцем, баритом и пиросмалитом-(Mn). Назван по составу и за сходство с ферриандроситом-(La). *Števko M., Myšlan P., Biagioni C., Mauro D., Mikuš T.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 6, p. 887–895.

93. Селсуртит (selsurtite) $(\text{H}_3\text{O})_{12}\text{Na}_3(\text{Ca}_3\text{Mn}_3)_{\Sigma 6}(\text{Na}_2\text{Fe})_{\Sigma 3}\text{Zr}_3\text{Si}[\text{Si}_{24}\text{O}_{69}(\text{OH})_3]$ $(\text{OH})\text{Cl} \cdot \text{H}_2\text{O}$ (OH) – гр. эпидота. Триг.с. $R3$. $a = 14.1475$, $c = 30.3609\text{Å}$. $Z = 3$. Изометричные или слегка уплощенные по (001) кристаллы до 2 мм. Редко призмат. или ромбоэдрические кристаллы до 3 см в длину. Простые формы: {0001} (пинакоид), {1120} (гекс. призма) и {1011} (ромбоэдр). Цв. коричневатого-красный до красновато-оранжевого. На некоторых мелких прозрачных зернах наблюдается сильный дихроизм – от вишнево-красного по (001) до оранжевого поперек (001). Черта белая. Хрупкий. Тв. 5. Отчетливая отдельность по (0001). Изл. неправ. Плотн. 2.73 (изм.), 2.722 (выч.). Одноосный (-). $n_o = 1.598$, $n_e = 1.595$. Плеохроизм: по *No* розоватый, по *Ne* бледно-желто-розоватый. Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (SEM EDS, средн.): Na_2O 6.48, K_2O 0.27, MgO 0.10, CaO 6.83, MnO 4.73, FeO 1.18, SrO 1.88 (WDS), La_2O_3 0.57, Ce_2O_3 1.07, Pr_2O_3 0.20, Nd_2O_3 0.44, Al_2O_3 0.29, SiO_2 50.81, ZrO_2 13.50, HfO_2 0.45, TiO_2 0.61, Nb_2O_5 1.10, Cl 1.01, SO_3 0.29, H_2O 8.10, $-\text{O}=\text{Cl}$ 0.23, сумма 99.68. Рентгенограмма (интенс. л.): 7.08(59)(110), 5.69(36)(202), 4.318(72)(205), 3.793(36)(303), 3.544(72)(027), 2.970(100)(315), 2.844(100)(404). В агпайтовых породах горы Флора, северного отрога горы Селсурт Ловозерского щелочного массива, Кольский п-ов (Россия) с эгирином, альбитом, ортоклазом, лоренценитом, кальциомурманитом, натролитом, лампрофилитом и сергеванитом. Название от горы, где был установлен. *Chukanov N.V., Aksenov S.M., Kazheva O.N., Pekov I.V., Varlamov D.A., Viganina M.F., Belakovskiy D.I., Vozchikova S.A., Britvin S.N.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 2, p. 241–251.

94. Рябчиковит (ryabchikovite) $\text{CuMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ – гр. пироксенов. Монокл.с. $P2_1/c$. $a = 9.731$, $b = 8.929$, $c = 5.221\text{Å}$, $\beta = 110.00^\circ$. $Z = 4$. Эпитаксические корочки до 25 мкм. Цв. светло-коричневый до красновато-коричневого. Плотн. 3.68 (выч.). Двухосный (+). $cNg = 47^\circ$. $n_p = 1.685$, $n_m = 1.690$, $n_g = 1.703$, $2V = 60^\circ$ (изм.), 64° (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 8 опр.): MgO 18.05, CaO 0.77, CuO 26.46, ZnO 2.23, Al_2O_3 0.93, Fe_2O_3 1.89, SiO_2 50.10, сумма 100.43. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.403(38)(011), 3.177(100)(220), 2.953(81)(211), 2.876(75)(310), 2.565(55)(031), 2.134(53)(222), 1.625(71)(431). В продуктах фумаролы Арсенатная, вулкан Толбачик, Камчатка (Россия) с диопсидом, гематитом, фторфлогопитом, ангидритом, йохилеритом, тилазитом и сульфатами гр. афиталита. Назван в честь русского геохимика и петролога Игоря Дмитриевича Рябчикова (Igor Dmitrievich Ryabchikov, 1937–2017). *Shchipalkina N.V., Vereshchagin O.S., Pekov I.V., Belakovskiy D.I., Koshlyakova N.N., Shilovskikh V.V., Pankin D.V., Britvin S.N., Sandalov F.D., Sidorov E.G.* Amer. Miner. 2023, vol. 108, n 7, p. 1399–1408.

95. Ферроферрикатофорит (ferro-ferri-katophorite) $\text{Na}(\text{NaCa})_{\Sigma 2}(\text{Fe}^{2+}_4\text{Fe}^{3+})_{\Sigma 5}(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ – надгр. амфиболов. Монокл.с. $C2/m$. $a = 9.8270$, $b = 18.0300$, $c = 5.316\text{Å}$, $\beta = 104.626^\circ$. $Z = 2$. Зернистые массы или кольца замещения вокруг эгирин-авгитовых кристаллов. В первом случае отдельные кристаллы до 3 см представляют монокл. призмы с неровными окончаниями, удлиненные по [001]. Черный, непрозрачный. Черта бледно-серовато-зеленая. Бл. стекл. Сп. совершенная по {110}. Хрупкий. Изл. неправ. или заноз. Тв. 6.0. Плотн. 3.32 (изм.), 3.358 (выч.). Двухосный (-). В пр. св.

сильная абсорбция. $Ng \parallel b$, Np образует небольшой угол с [001]. $n_p = 1.688$, $n_m = 1.697$, $n_g = 1.698$, $2V = 36.7^\circ$ (выч.). Плеохроизм очень сильный: по Np светло-зеленовато-коричневый, по Nm темно-серовато-коричневый, по Ng темно-серовато-оливково-зеленый. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр.): SiO_2 43.08, TiO_2 2.76, ZrO_2 0.15, Al_2O_3 8.76, Fe_2O_3 9.28, FeO 13.85, MnO 0.43, MgO 6.88, CaO 6.58, ZnO 0.05, V_2O_3 0.07, Na_2O 5.55, K_2O 1.18, Cl 0.01, H_2O 1.36 (выч.), сумма 99.99 (в оригинале 99.95). Дан мёссбауэровский спектр. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.446(100.00)(110), 3.135(50.17)(310), 2.815(26.07)(330), 2.720(18.24)(151), 1.4422(15.02)(661). В силикокарбонатитовых дайках в районе Сьерра-де Мас (Аргентина) с эгирином, авитом, альбитом, кальцитом, клинопироксеном. Назван по составу и за сходство с катофоритом. *Colombo F., Ri-us J., Molins E., Biglia H., Galliski M.Á., Márquez-Zavalía M.F., Baldo E.G.A., Kriscautzky A.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 2, p. 324–330.

96. Манганиэкерманнит (mangani-eckermannite) $NaNa_2(Mg_4Mn^{3+})_{25}Si_8O_{22}(OH)_2$ – надгр. амфиболов. Монокл.с. $C2/m$. $a = 9.9533$, $b = 18.1440$, $c = 5.2970\text{Å}$, $\beta = 103.948^\circ$. $Z = 2$. Призмат. кристаллы до 0.3×0.2 мм, их агрегаты до 1 мм. Полупрозрачный. Цв. вишнево-красный до очень темно-красного. Черта розовато-белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. супенч. по удлинению и неровн. поперек кристалла. Сп. совершенная по {110}. Тв. 6. Плотн. 3.16 (изм.), 3.186 (выч.). В пр. св. коричневый до красновато-коричневого. Двусосный (-). $n_p = 1.645$, $n_m = 1.668$, $n_g = 1.765$, $2V = 60^\circ$ (изм.), 57° (выч.). Даны ИК- и рамановский спектры. Хим. (м.з., WDS, средн. из 7 опр.): Na_2O 7.93, K_2O 1.26, MgO 11.60, CaO 1.55, MnO 13.55, Mn_2O_3 6.33, Fe_2O_3 2.31, Al_2O_3 0.20, SiO_2 54.18, TiO_2 0.32, H_2O 1.55, сумма 100.78. Рентгенограмма (интенс. л.): 8.52(100)(110), 4.54(25)(040), 3.41(29)(131), 3.16(23)(310), 2.721(37)(151), 2.533(26)(202). На м-нии Танохата, преф. Иватэ (Япония) с браунитом, виттинкиитом и кварцем. Название согласно теперешней номенклатуре надгруппы амфиболов. *Kasatkin A.V., Zubkova N.V., Agakhanov A.A., Chukanov N.V., Škoda R., Nestola F., Belakovskiy D.I., Pekov I.V.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 6, p. 935–942.

97. Летниковит-(Ce) [letnikovite-(Ce)] – $(Na_{\square})_{22}Ca_2Ce_2[Si_7O_{17}(OH)]F_4(H_2O)_4$. Монокл.с. $C2/m$. $a = 7.4726$, $b = 22.9196$, $c = 13.9360\text{Å}$, $\beta = 105.550^\circ$. $Z = 4$. Изолированные призмат. зерна до 0.1×0.03 мм. Бесцветный. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Сп. совершенная по {001}. Изл. ступенч. Микротв. 239 (тв. ~ 4). Плотн. 2.847 (выч.). В отр. св. серый. Двотражение слабое. R_{\max} и R_{\min} на воздухе (%): 4.7 и 4.2 при 470 нм, 5.1 и 4.3 при 546, 5.0 и 4.2 при 589, 4.8 и 4.0 при 650 нм. Дан рамановский спектр. Хим. (SEM EDS, средн. из 5 опр.): SiO_2 42.38, Gd_2O_3 0.16, Eu_2O_3 0.28, Sm_2O_3 0.07, Nd_2O_3 5.64, Pr_2O_3 1.69, Ce_2O_3 11.73, La_2O_3 2.24, PbO 1.22, SrO 5.77, FeO 0.32, CaO 11.87, MgO 1.14, Cs_2O 0.57, K_2O 0.65, Na_2O 2.24, F 7.29, H_2O 7.79 (выч. по стр. данным), $-O=F$ 3.07, сумма 99.98. Рентгенограмма (интенс. л.): 3.527(67)(043), 3.357(54)(004), 3.221(58)(024), 3.140(100)(221), 3.048(60)(242), 2.896(65)(044), 2.242(50)(282), 1.882(56)(285). В агпаитовом пегматите щелочного массива Дарай-Пиоз, Тянь-Шань (Таджикистан) с кварцем, флюоритом, пектолитом, баратовитом, эгирином, лейкосфеном, нептунином, ридмерджнеритом, орловитом, соколоваитом, менделеевитом-(Ce), одигитрияитом, пековитом, зеравшанитом, кирхгофитом и гармитом. Назван в честь русского геолога Феликса Артемьевича Летникова (Felix Artem'evich Letnikov, b. 1934). *Agakhanov A.A., Sokolova E., Camara F., Karpenko V.Yu., Hawthorne F.C., Pautov L.A., Kasatkin A.V., Pekov I.V., Agakhanova V.A.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 6, p. 807–818.

98. Мелансонит (melansonite) $(Na_{\square})_{\square}KZrSi_8O_{19} \cdot 5H_2O$ – гр. родезита. Ромб.с. $Pm\bar{m}a$. $a = 24.063$, $b = 6.9820$, $c = 6.5260\text{Å}$. $Z = 2$. Агрегаты тонких эвгедральных прямоугольных пластинок до $35 \times 50 \times 2$ мкм, уплощенных вдоль [100], ограниченных пинакоидами {100} (преобладающий), {010} и {001} (второстепенные). Прозрачный. Бесцветный до бледно-желтого. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Изл. неправ.

Предположительно совершенная сп. по {100}. Тв. 3–4. Плотн. 2.408 (выч.). В КУФ флюоресценция в зеленых тонах. Предположительно двуосный. $N_p = b$, $N_m = c$, $N_g = a$. $n_p = 1.536$, $n_m = 1.537$, $n_g = 1.538$, $2V = 89.9^\circ$ (выч.). Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., WDS, средн. из 15 опр.): Na_2O 2.82, Al_2O_3 6.32, SiO_2 53.50, SO_3 0.91, K_2O 2.64, CaO 1.75, MnO 1.09, Fe_2O_3 0.46, Y_2O_3 0.07, ZrO_2 15.41, BaO 1.35, H_2O 11.32 (выч.), сумма 97.64. Рентгенограмма (интенс. л.): 11.988(100)(200), 6.971(27)(010), 6.529(19)(001), 3.429(15)(601), 3.060(29)(121), 2.881(25)(321). В карьере Пудрет, Монт Сент-Илер, Квебек (Канада) с альбитом, кальцитом, эгирином, кварцем, гейдоннеитом, натровым клиноамфиболом (арфведсонитом?), минералом гр. апофиллита и пирротином (?). Назван в честь канадского коллекционера минералов Фрэнка Филлипа Мелансона (Frank Phillip Melanson, b. 1937). *Gore T.E., McDonald A.M. Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 2, p. 387–400.

99. Слюдянкаит (sludyankaite) $\text{Na}_{28}\text{Ca}_4(\text{Si}_{24}\text{Al}_{24}\text{O}_{96})(\text{SO}_4)_6(\text{S}_6)_{1/3}(\text{CO}_2)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – гр. содалита. Трикл.с. *Pl*. $a = 9.0523$, $b = 12.8806$, $c = 25.681\text{\AA}$, $\alpha = 89.988^\circ$, $\beta = 90.052^\circ$, $\gamma = 90.221^\circ$. $Z = 1$. Изолированные ангдральные изометричные зерна до 0.5 мм, их агрегаты. Цв. зеленый до бледно-голубого. Черта белая. Бл. стекл. Хрупкий. Тв. 5.5. Изл. неровн. Плотн. 2.46 (изм.), 2.454 (выч.). Двуосный (+). $n_p = 1.506$, $n_m = 1.509$, $n_g = 1.513$, $2V = 80^\circ$ (изм.), 82° (выч.). Плеохроизм: по N_p бесцветный, по N_m зеленый, по N_g зеленовато-голубой. Даны рамановский спектр, спектры ИК, ESR, XPS и UV-Vis-NIR IR сектр поглощения. Хим. (м.з., WDS, средн.): Na_2O 19.28, K_2O 0.12, CaO 5.13, Al_2O_3 27.01, SiO_2 33.25, SO_3 10.94, S 1.75, Cl 0.10, CO_2 1.42, H_2O 0.90, $-\text{O}=\text{Cl}$ 0.03, сумма 99.87. Рентгенограмма (интенс. л.): 6.45(11)(004,112,020), 3.716(100)(204,220,116,132), 2.878(12)(136,028,044), 2.625(23)(208,240), 2.431(6)(209), 2.275(6)(048), 2.143(12)(0.0,12,336), 1.784(7)(444,1.1.14,356,172). В измененных лазурит-содержащих метасоматических породах на Малобыстринском м-нии лазурита, Слюдянский район, Байкал (Россия) с диопсидом, кальцитом, фторапатитом, флогопитом, лазуритом и пиритом. Назван по месту находки. *Sapozhnikov A.N., Bolotina N.B., Chukanov N.V., Shendrik R.Yu., Kaneva E.V., Vigasina M.F., Ivanova L.A., Tauson V.L., Lipko S.V. Amer. Miner.* 2023, vol. 108, n 9, p. 1805–1817.

100. Бетцит (betzite) $\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{Cl}_4$ – гр. канкринита. Гекс.с. *P6_3*. $a = 12.8166$, $c = 5.3562\text{\AA}$. $Z = 3$. Гекс. призмат. кристаллы до 2×0.5 мм. Простые формы: {1010} и {1120} (гекс. призмы, основные) и многочисленные (подчиненные) { $h0lm$ } на окончаниях. Бесцветный. Хрупкий. Тв. 5.5. Сп. отчетливая по {1010}. Отчетливая отдельность по {0001}. Плотн. 2.38 (изм.), 2.363 (выч.). Одноосный (+). $n_o = 1.528$, $n_e = 1.545$. Дан ИК-спектр. Хим. (м.з., средн. из 5 опр.): Na_2O 11.88, K_2O 4.82, CaO 10.74, MgO 0.21, Al_2O_3 27.32, Fe_2O_3 0.68, SiO_2 32.84, SO_3 1.89, Cl 10.48, H_2O 1.10, $-\text{O}=\text{Cl}$ 2.37, сумма 99.59. Рентгенограмма (интенс. л.): 11.34(31)(100), 4.833(93)(101), 3.715(95)(300), 3.313(100)(211), 2.787(37)(400), 2.681(56)(002,131), 2.474(35)(112,401), 2.146(24)(330). В измененном ксенолите в щелочном базальте палеовулкана Беллерберг, Вост. Айфель (Германия) с анортитом, флогопитом, диопсидом, гроссуляром, флюоритом, кальцитом, тоброморитоподобным минералом и ванадоалланитом-(Ce). Назван в честь немецкого коллекционера минералов Фолкера Бетца (Volker Betz, b. 1947). *Chukanov N.V., Zubkova N.V., Kazheva O.N., Varlamov D.A., Pekov I.V., Belakovskiy D.I., Ternes B., Schüller W., Britvin S.N., Pushcharovsky D.Y. Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 1, p. 177–188.

101. Жисмондин-Sr (gismondin-Sr) $\text{Sr}_4(\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32})\cdot 9\text{H}_2\text{O}$ – гр. цеолитов. Ромб.с. *B22_2*. $a = 14.0256$, $b = 10.45900$, $c = 13.79360\text{\AA}$. $Z = 1$. Сферолитовые агрегаты до 180 мкм псевдогексагональных бипирамидальных кристаллов до 50 мкм. Прозрачный до полупрозрачного. Цв. белый, черта белая. Бл. стекл. Сп. несовершенная в направлении [101]. Хрупкий. Изл. неровн. Тв. ~ 4. Микротв. 302. Постепенно раств. В 10% HCl. Плотн. 2.301 (выч.). Двуосный (-). $n_p = 1.488$, $n_m = 1.492$, $n_g = 1.495$,

$2V = 70\text{--}80^\circ$ (изм.), 81.8° (выч.). Дисперсия слабая. Дан рамановский спектр. Хим. (м.з., средн. из 14 опр.): SiO_2 34.93, Al_2O_3 28.99, CaO 4.38, SrO 15.06, BaO 0.26, Na_2O 1.38, K_2O 2.45, H_2O 11.66, сумма 99.11. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.9173(100) (202), 4.9173(50)(202), 4.1922(88)(220), 4.1922(44)(220), 4.167(46)(022), 3.1281(47)(313), 3.1281(47)(303). В амигдалоидных пустотах в геленитовых роговиках района Халамиш комплекса Хатрурим, пустыня Негев (Израиль) с жисмондином-Са, анальцимом, флёркеитом, андрадитом, геленимом, гроссуляром, перовскитом, и др. Установлен также в пустотах геленитовых роговиков в районе Зоар Вади (Израиль). Назван в соответствии с рекомендуемой номенклатурой минералов гр. цеолитов (Coombs et al., 1997). *Skrzyńska K., Cametti G., Galuskina I.O., Vapnik Y., Galuskin E.V.* Amer. Miner. 2023, vol. 108, n 2, p. 249–258.

ОРГАНИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛООРГАНИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

102. Катсаросит (katsarosite) $\text{Zn}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – гр. гумбольдтина. Монокл.с. $C2/c$. $a = 11.768$, $b = 5.3882$, $c = 9.804\text{Å}$, $\beta = 127.045^\circ$. $Z = 4$. Кристаллы, обычно округлые, до 30 мкм, иногда призмат. вдоль [001] или пластинч. Простые формы: {100}, {001}, {110} и {101}. Цв. белый до желтого. Черта белая. Бл. смол. Ковкий. Тв. 1.5–2. Сп. совершенная по {110}. Изл. неровн. Плотн. 2.50 (изм), 2.508 (выч.). Легко раств. в разбавл. кислотах. Двуосный (+). $Np = a$, $Nm = b$. $n_p = 1.488$, $n_m = 1.550$, $n_g = 1.684$, $2V = 71^\circ$ (изм.), 73° (выч.). Дисперсия очень слабая. Дан рамановский спектр. Хим. (Thermo iCAP 6000 ICP-OES, средн.): C_2O_3 38.32, ZnO 38.99, FeO 1.92, MgO 0.64, MnO 0.74, H_2O 19.04, сумма 99.65. Рентгенограмма (интенс. л.): 4.768(94)(202), 4.704(37)(111), 4.675(100)(200), 3.927(33)(002), 3.569(27)(111), 2.953(51)(402), 2.658(22)(113). На м-нии Эсперанса рудного района Лаврион (Греция) со сфалеритом, пиритом, гипсом, гидроцинкитом, госларитом, эпсомитом, халькантитом, гумбольдтином, аммониярозитом, ярозитом и натроярозитом. Назван в честь греческого минералога-археолога Иракиса Катсароса (Irakis Katsaros, b. 1959). *Giester G., Rieck B., Lengauer C.L., Kolitsch U., Nasdala L.* Miner. Petrol. 2023, vol. 117, n 2, p. 259–267.

НЕНАЗВАННЫЕ (НЕДОСТОВЕРНЫЕ), НЕУТВЕРЖДЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

(Cu, Fe)₁₁(Pb, Ag)S₇ – м-ние Манайла (Румыния). *Damian G., Apopei A.I., Buzatu A., Maetei A.E., Damian F.* Minerals. 2023, vol. 13, n 1, paper 111; <https://doi.org/10.3390/min1301011>

AgAuSb₂S₆; Au(Te_{0.80–0.40}Se_{0.20–0.60}) – м-ние Малетойваям, Камчатка (Россия). *Tolstykh N., Shapovalova M., Podlipsky M.* Minerals. 2023, vol. 13, n 3, paper 420; <https://doi.org/10.3390/min13030420>

(Th, Ca, Fe)[(PO₄)(CO₃0]·nH₂O – проявление Ичень, Ср. Тиман (Россия). *Макеев Б.А., Макеев А.Б., Борисовский С.Е.* Региональная геология и металлогения. 2021, № 87, с. 110–117.

(NH₄)₉Fe³⁺(SO₄)₆, (NH₄)₂Fe²⁺(SO₄)₂ – заброшенная угольная разработка Печ-Вашаш, горы Мечек (Венгрия). *Fehér B., Szakáll S., Ende M., Effenberger H.S., Mihály J., Sajó I., Kótai L. Szabó D.* Miner. Petrol. 2023, vol. 117, n 2, p. 231–245.

ВОПРОСЫ КЛАССИФИКАЦИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ

Номенклатура полиморфов и полисомов – новые рекомендации CNMNC IMA. Поменялись названия 25 минералов. *Hatert F., Mills S.J., Pasero M., Miyawaki R., Bosi F.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 2, p. 225–232.

Колумбита надгруппа – утверждение группы, номенклатура, классификация. *Chukanov N.V., Pasero M., Sergey M., Aksenov S.M., Britvin S.N., Zubkova N.V., Yike L., Witzke T.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 1, p. 18–33.

Трифилина группа – номенклатура. *Lyalina L.M., Selivanova E.A., and Hatert F.* *Euro. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 3, p. 427–437.

Паулькеллерита группа – номенклатура, включает бенякарит, мантьеннеит, плайштайнит, хохляйтнерит, паулькеллерит и ревитцерит. *Grey I.E., Boer S., MacRae S.M., Wilson N.C., Mumme W.G., Bosi F.* *Euro. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 6, p. 909–919.

Пальмиерита надгруппа – номенклатура и классификация. *Juroszek R., Krüger B., Krüger H., Galuskina I.* *Miner. Mag.* 2023, vol. 87, n 5, p. 690–694.

НОВЫЕ РАЗНОВИДНОСТИ. НОВЫЕ ФОРМУЛЫ. НОВЫЕ СТРУКТУРЫ

Андрейивановит – первая земная находка в геленит-содержащей брекчии, формация Хатрурим, пустыня Негев (Израиль). *Galuskin E.V., Kusz J., Galuskina I.O., Książek M., Vapnik Y., Zieliński G.* *Amer. Miner.* 2023, vol. 108, n 8, p. 1506–1515.

Высоцкит – новая формула $Pd_2Pd_2Pd_4S_8$. *Cabri L.J., McDonald A.M.* *Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 1, p. 167–175.

Брэггит – новая формула $Pd_2Pt_2Pt_4S_8$. *Cabri L.J., McDonald A.M.* *Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 1, p. 167–175.

Кайтяньит, $Ti^{3+}_2Ti^{4+}O_5$ – первая земная находка. В вулканиках района г. Кармель (Израиль). *Ma C., Camara F., Bindi L., Toledo V., Griffin W.L.* *Minerals.* 2023, vol. 13, n 8, paper 1097; DOI:10.3390/min13081097

Воджинит, W-содержащий – содержание WO_3 до 3.33%, промежуточный член между водженитом и гипотетическим вольфрамоводженитом. М-ние Кестер, Якутия (Россия). *Alekseev V.I., Alekseev I.V.* *Minerals.* 2023, vol. 13, n 2, paper 231; betzite DOI: 10.3390/min13020231

Свеит – предлагается ф-ла $(K_{3-x}□_x) Al_8(NO_3)_6O_8Cl_4 \cdot nH_2O$. *Knaack D.R., Peterson R.C., Reid J.W., Leybourne M.I., Layton-Matthews D.* *Canad. J. Miner. Petrol.* 2023, vol. 61, n 4, p. 861–872.

Хладниит, новая разновидность, обогащенная As (до 2.47 форм. ед.) – в эксгаляциях фумаролы Арсенатная, вулкан Толбачик, Камчатка (Россия). *Пеков И.В., Зубкова Н.В., Агаханов А.А., Турчкова А.Г., Житова Е.С., Пушаровский Д.Ю.* Докл. РАН. Науки о Земле. 2023, т. 512, n 2, с. 233–241.

Ярозит моноклинный – Саутсайд Бич, шт. Виктория (Австралия). *Whitworth A.J., Brand H.E.A., Wilson S., Grey I.E., Stephen N.R., Gozukara Y., Friedrich A.J.* *Amer. Miner.* 2023, vol. 108, n 3, p. 584–594.

Гидроксилклиногумит титанистый – первая находка, содержание TiO_2 до 3.93%, в мраморах м-ния драгоценных камней Лук Йен (Вьетнам). *Krivovichev V.G., Katherine A., Kuksa K.A., Sokolov P.B., Bocharov V.N., Gussiås G.F.* *Minerals.* 2023, vol. 13, n 7, paper 901. DOI: 10.3390/min13070901

Церита группа – изменения в номенклатуре. Церит-(Ce), алюиноцерит-(Ce), феррицерит-(La) и тайпингит-(Ce) переименованы в церит-(CeCa), алюиноцерит-(CeCa), феррицерит-(LaCa) и тайпингит-(CeCa) соответственно. Описанный в данном обзоре минерал алюмотайпингит-(CeCa) также относится к группе церита. *Atencio D., Azzi A. A., Qu K., Miyawaki R., Bosi F., Momma K.* *Euro. J. Miner.* 2023, vol. 35, n 6, p. 1027–1030.

Кариохроит – решена структура. Моноклинный, пр. гр. *P2/n*. *Соболева С.В., Боева Н.М., Карташов П.М., Бортников Н.С.* Докл. РАН. Науки о Земле. 2023, т. 510, № 2, с. 166–173.

Бобтрайллиит – в нефелиновых сиенитах Gejiu (Китай). Предполагается формула $(\text{Na}, \square)_{12}(\square, \text{Na})_{12}\text{Sr}_{12}\text{Zr}_{14}(\text{Si}_3\text{O}_9)_{10}[\text{Si}_2\text{VO}_7(\text{OH})_2]_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. *Wang Y., Nestola F., Hou Z., Gu X., Dong G., Yang Z., Fan G., Xiao Z., Qu K.* Europ. J. Miner. 2023, vol. 35, n 1, p. 65–74.

Быстрит – переопределен, новая формула $\text{Na}_7\text{Ca}(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{S}_5^{2-}\text{Cl}^-$. *Chukanov N.V., Sapozhnikov A.N., Kaneva E.V., Varlamov D.A., Viggasina M.F.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 3, p. 470–479.

ДИСКРЕДИТАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Боришанскиит – идентичен поляриту. *Cabri L.J., McDonald A.M., Evstigneeva T.L.* Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 5, p. 1031–1038.

Платарсит – является As-содержащей разностью сперрилита. *McDonald A.M., Cabri L.J.* Canad. J. Miner. Petrol. 2023, vol. 61, n 5, p. 1039–1044.

Минасжерайсит-(Y) – дискредитирован (proposal IMA 23-F). Является промежуточным членом между датолитом и хинганитом-(Y). *Atencio D.* Miner. Mag. 2023, vol. 87, n 5, p. 738–740.

СПИСОК МИНЕРАЛОВ, РАССМОТРЕННЫХ В ДАННОМ ОБЗОРЕ И УТВЕРЖДЕННЫХ КНМ ММА ДО ОПУБЛИКОВАНИЯ¹

- Акселит* (50) $\text{Na}_{14}\text{Cu}_7(\text{AsO}_4)_8\text{F}_2\text{Cl}_2$
 Аллюминотайпингит-(CeCa) (87) $(\text{Ce}_6\text{Ca}_3)_{29}\text{Al}(\text{SiO}_4)_3[\text{SiO}_3(\text{OH})]_4\text{F}_3$
 Аллюмолюкранит (49) $\text{CaCu}^{2+}\text{Al}(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})(\text{H}_2\text{O})$
Аргентополибазит (7) $\text{Ag}_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$
 Аргентотетраэдрит-(Cd) (11) $\text{Ag}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)_{\Sigma 6}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
 Асагиит (55) $\text{NiCu}_4(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Ауроселенид (14) AuSe
Бакакинит (54) $\text{Ca}_2\text{V}_2\text{O}_7$
 Батониит (67) $[\text{Al}_8(\text{OH})_{14}(\text{H}_2\text{O})_{18}](\text{SO}_4)_5 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 Бернардэвансит (77) $\text{Al}_2(\text{Se}^{4+}\text{O}_3)_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Бецит (100) $\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{Cl}_4$
Ботуобинскит (26) $\text{SrFe}^{2+}(\text{Ti}^{4+}_{12}\text{Cr}^{3+}_6)_{\Sigma 18}\text{Mg}_2[\text{O}_{36}(\text{OH})_2]$
 Боунахасит (20) $\text{Cu}^+\text{Cu}^{2+}_2(\text{OH})_3\text{Cl}_2$
 Вирджиллуит (23) $\beta\text{-MoO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Вортупаит (81) $\text{MgNi}^{2+}_2(\text{Te}^{4+}\text{O}_3)_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 Вэньцзиит (4) $\text{Ti}_{10}(\text{Si}, \text{P}, \square)_7$
 Вранчицеит (6) $\text{Cu}_{10}\text{Hg}_3\text{S}_8$
 Гексатиоплюмбит (71) $[\text{Pb}_4(\text{OH})_4]\text{Pb}(\text{S}_2\text{O}_3)_3$
 Гидроредмондит (72) $[\text{Pb}_8\text{O}_2\text{Zn}(\text{OH})_6](\text{S}_2\text{O}_3)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

¹ Курсивом выделены названия минералов, открытых учеными России и СНГ, а также изученных ими совместно с учеными других стран. Цифры в скобках после названия указывают на порядковый номер минерала в данном обзоре.

- Гисинит-(La) (83) $\text{PbLa}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$
 Голубит (12) $\text{Ag}_3\text{Pb}_6(\text{Sb}_8\text{Bi}_3)_{\Sigma 11}\text{S}_{24}$
 Гунмаит (36) $(\text{Na}_2\text{Sr})_{\Sigma 3}\text{Sr}_2\text{Al}_{10}(\text{PO}_4)_4\text{F}_{14}(\text{OH})_{12}$
 Джансит-(NaMnMn) (41) $\text{NaMn}^{2+}(\text{Mn}^{2+}\text{Fe}^{3+})_{\Sigma 2}\text{Fe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2\cdot 8\text{H}_2\text{O}$
Дейнекоит (28) $\text{Ca}_9\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_7$
 Дрикопит (2) PtBi
 Дунчуаньит (39) $\text{Pb}_4\text{ZnZn}_2(\text{PO}_4)_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$
 Дутроуит (91) $\text{Na}(\text{Fe}^{2+}_{2.5}\text{Ti}_{0.5})_{\Sigma 3}\text{Al}_6(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_3\text{O}$
Евсеевит (46) $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{AsO}_4)\text{F}$
Ермаковит (52) $(\text{NH}_4)(\text{As}_2\text{O}_3)_2\text{Br}$
 Жисмондин-Sr (101) $\text{Sr}_4(\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32})\cdot 9\text{H}_2\text{O}$
 Жуйчжунит (13) $(\text{Ag}_2\text{O})\text{Pb}_3\text{Ge}_2\text{S}_8$
Зайковит (15) Rh_3Se_4
Калиталлит (19) $\text{K}_3\text{Ti}^{3+}\text{Cl}_6\cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Кальциоанкилит-(La) (84) $(\text{La}, \text{Ca})_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH}, \text{H}_2\text{O})_2$
 Канцзиньлаит (5) $\text{Ti}_{11}(\text{Si}, \text{P})_{10}$
 Катсаросит (102) $\text{Zn}(\text{C}_2\text{O}_4)\cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Кирюит (35) $\text{NaMnAl}(\text{PO}_4)\text{F}_3$
 Коллерит (75) $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}(\text{OH})(\text{SO}_3)_2\cdot \text{H}_2\text{O}$
 Крокобелонит (31) $\text{CaFe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_2\text{O}$
 Куботиоплюмбит (70) $[\text{Pb}_4(\text{OH})_4]\text{Pb}(\text{S}_2\text{O}_3)_3$
 Купрочерокиит (64) $[\text{Pb}_8\text{Zn}_3\text{Cu}^{2+}(\text{OH})_{16}](\text{SO}_4)_4\cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Летниковит-(Ce) (97) $(\text{NaO})_{\Sigma 2}\text{Ca}_2\text{Ce}_2[\text{Si}_7\text{O}_{17}(\text{OH})]\text{F}_4(\text{H}_2\text{O})_4$
 Либбиит (59) $(\text{NH}_4)_2(\text{Na}_2\text{O})_{\Sigma 3}[(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_3(\text{H}_2\text{O})]_2\cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 Лумисит (40) $() \text{Ba}[\text{Be}_2\text{P}_2\text{O}_8]\cdot \text{H}_2\text{O}$
 Мазорит (30) $\text{Ba}_3(\text{PO}_4)_2$
 Майккоксит (18) $(\text{CHg}_4)\text{OCl}_2$
 Майкньюит (61) $\alpha\text{-Mn}^{2+}(\text{S}^{4+}\text{O}_3)\cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Манганиэкерманнит (96) $\text{NaNa}_2(\text{Mg}_4\text{Mn}^{3+})_{\Sigma 5}\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 Манганрокбриджеит (38) $\text{Mn}^{2+}_2\text{Fe}^{3+}_3(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O})$
 Мелансонит (98) $(\text{Na}, \text{O})_{\Sigma 2}\text{KZrSi}_8\text{O}_{19}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 Мерфиит (80) $\text{Pb}(\text{TeO}_4)$
Мирныйит (27) $\text{SrZr}(\text{Ti}^{4+}_{12}\text{Cr}^{3+}_6)_{\Sigma 18}\text{Mg}_2\text{O}_{38}$
 Монацит-(Gd) (29) GdPO_4
 Навроцкиит (57) $\text{K}_2\text{Na}_{10}(\text{UO}_2)_3(\text{SO}_4)_9\cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Накарениобсит-(Y) (89) $\text{Na}_3\text{Ca}_3\text{YNb}(\text{Si}_2\text{O}_7)_2\text{OF}_3$
Наполиит (17) Pb_2OFCl
Никельалюмит (62) $\text{NiAl}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_{12}(\text{H}_2\text{O})_3$
Ниобоксиолит-(Mn²⁺) (24) $(\text{Nb}_2\text{Mn}^{2+})_{\Sigma 3}\text{O}_6$
Нишанбаевит (47) $\text{KAl}_2\text{O}(\text{AsO}_4)(\text{SO}_4)$
 Олдсит (56) $\text{K}_2\text{Fe}^{2+}[(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2]_2(\text{H}_2\text{O})_8$
Перриит (3) $(\text{Ni}, \text{Fe})_{16}\text{PSi}_5$
 Пикколиит (48) $\text{NaCaMn}^{3+}_2(\text{AsO}_4)_2\text{O}(\text{OH})$

- Питермегоит (78) $\text{Al}_6(\text{Se}^{4+}\text{O}_3)_3[\text{SiO}_3(\text{OH})](\text{OH})_9 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 Плайштайнит (37) $[(\text{H}_2\text{O})\text{K}]_{\Sigma 2}\text{Mn}_2\text{Al}_3(\text{PO}_4)_4\text{F}_2(\text{H}_2\text{O})_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Полит (21) $\text{Pb}_7(\text{IO}_3)(\text{OH})_4\text{Cl}_9$
 Прачаржит (51) $\text{CaSb}^{5+}_2(\text{As}^{3+}_2\text{O}_5)_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 Ревитцерит (44) $\text{K}(\text{H}_2\text{O})\text{Mn}_2(\text{Al}_2\text{Ti})_{\Sigma 3}(\text{PO}_4)_4[\text{O}(\text{OH})](\text{H}_2\text{O})_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Регерит (45) $\text{KFe}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_7(\text{H}_2\text{O})_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Редмондит (69) $[\text{Pb}_8\text{O}_2\text{Zn}(\text{OH})_6](\text{S}_2\text{O}_3)_4$
 Рэйдемаркит (22) $\text{MoO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Рябчиковит (94) $\text{CuMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$
Селсуртит (93) $(\text{H}_3\text{O})_{12}\text{Na}_3(\text{Ca}_3\text{Mn}_3)_{\Sigma 6}(\text{Na}_2\text{Fe})_{\Sigma 3}\text{Zr}_3\text{Si}[\text{Si}_{24}\text{O}_{69}(\text{OH})_3](\text{OH})\text{Cl} \cdot \text{H}_2\text{O}$
Сидоровит (1) PtFe_3
 Силезияит (90) $\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}\text{Sn}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{Si}_2\text{O}_6\text{OH})$
Слюдянкаит (99) $\text{Na}_{28}\text{Ca}_4(\text{Si}_{24}\text{Al}_{24}\text{O}_{96})(\text{SO}_4)_6(\text{S}_6)_{1/3}(\text{CO}_2) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 Сульфаторедмондит (73) $[\text{Pb}_8\text{O}_2\text{Zn}(\text{OH})_6](\text{SO}_4)_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Теннантит-(Ni) (8) $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Ni}_2)_{\Sigma 6}\text{As}_4\text{S}_{13}$
 Тетраэдрит-(Ni) (9) $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Ni}_2)_{\Sigma 6}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
Тетраэдрит-(Cd) (10) $\text{Cu}_6(\text{Cu}_4\text{Cd}_2)_{\Sigma 6}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$
Толстыхит (16) $\text{Au}_3\text{S}_4\text{Te}_6$
 Томбстоунит (79) $(\text{Ca}_{0.5}\text{Pb}_{0.5})\text{Pb}_3\text{Cu}^{2+}_6\text{Te}^{6+}_2\text{O}_6(\text{Te}^{4+}\text{O}_3)_6(\text{Se}^{4+}\text{O}_3)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 Уайтит-(CaMnFe) (42) $\text{CaMn}^{2+}\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_2(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 Ферриандросит-(Ce) (92) $\text{MnCeFe}^{3+}\text{AlMn}^{2+}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$
 Ферроферрикатафорит (95) $\text{Na}(\text{NaCa})_{\Sigma 2}(\text{Fe}^{2+}_4\text{Fe}^{3+})_{\Sigma 5}(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
 Финчит (53) $\text{Sr}(\text{UO}_2)_2(\text{V}_2\text{O}_8) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 Фторбритолит-(Nd) (85) $\text{Ca}_2\text{Nd}_3(\text{SiO}_4)_3\text{F}$
 Фторалфорсит (32) $\text{Ba}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Фторпироморфит (33) $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$
 Ханаханит (66) $[\text{Zn}_8(\text{OH})_{14}(\text{SO}_4)] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Хасановит (74) $\text{KNa}(\text{MoO}_2)(\text{SO}_4)_2$
 Хейвудит (65) $[\text{Pb}(\text{H}_2\text{O})_{10}][\text{Zn}_{12}(\text{OH})_{20}(\text{H}_2\text{O})(\text{SO}_4)_3]$
 Хохляйтнерит (43) $[\text{K}(\text{H}_2\text{O})]\text{Mn}_2(\text{Ti}_2\text{Fe})_{\Sigma 3}(\text{PO}_4)_4\text{O}_2(\text{H}_2\text{O})_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Хурайимит (88) $\text{Ca}_7\text{Zn}_4(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH})_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Цзинвэньит-(Y) (86) $\text{Y}_2\text{Al}_2\text{V}^{4+}_2(\text{SiO}_4)\text{O}_4(\text{OH})_4$
 Цинкоритвельдит (58) $\text{Zn}(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})_5$
 Черокиит (63) $[\text{Pb}_2\text{Zn}(\text{OH})_4](\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Чинлеит-(Nd) (68) $\text{NaNd}(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})$
 Шинарампит (60) $[\text{Co}(\text{H}_2\text{O})_6][(\text{UO}_2)(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
 Шинколобвеит (25) $\text{Pb}_{1.333}[\text{U}^{5+}\text{O}(\text{OH})(\text{UO}_2)_5\text{O}_{4.67}(\text{OH})_{5.33}](\text{H}_2\text{O})_5$
 Эваничит (76) $\text{Pb}_6\text{Cr}^{3+}(\text{Cr}^{6+}\text{O}_4)_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_7\text{FCl}$
 Элисуилсонит-(YCe) (82) $\text{Na}_2\text{Sr}_2\text{YCe}(\text{CO}_3)_6$
Якубовичит (34) $\text{CaNi}_2\text{Fe}^{3+}(\text{PO}_4)_3$

Работа выполнена в рамках базовой темы лаборатории петрографии ИГЕМ РАН № 124022400143-9 «Петрология магматических комплексов для реконструкций геодинамических режимов формирования Восточно-Европейского кратона».

New Minerals. LXXVIII**V. N. Smolyaninova****Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia***e-mail: smolvernik@yandex.ru*

The paper displays review of new minerals published in 2023. 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 102 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 specie

Keywords: new minerals, review, classification

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ ИЗ ХРОМОВЫХ РУД
УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ):
НОВЫЕ ДАННЫЕ

© 2024 г. А. Н. Юричев*, А. И. Чернышов, Е. В. Корбовяк

*Томский государственный университет, пр. Ленина, Томск, 634050, Россия***e-mail: juratur@yandex.ru*

Поступила в редакцию 19.10.2023

После доработки 01.10.2024

Принята к публикации 09.10.2024

В хромитовых рудах месторождений Центральное и № 214 ультрамафитового массива Рай-Из, входящего в состав Хадатинского офиолитового пояса Полярного Урала, наряду с известными ранее минералами платиновой группы (МПП) впервые обнаружены и охарактеризованы самородный железистый рутений, самородный никель рутенистый (иридисто-рутенистый), самородная платина, новый интерметаллид (Rh,Pt)₃Zn (с содержанием Rh до 88 мас. %), мышьяксодержащие дисульфиды ряда лаурит–эрлихманит (с содержанием As до 4.2 мас. %), а также неназванный сульфоарсенид со стехиометрической формулой Ir,Os(S,As). Впервые диагностированы зерна самородного рутения с содержанием Ru до 80.5 мас. %, против ранее известного с содержанием Ru до 36.8 мас. %. Набор МПП массива расширен с 24 до 31 минеральных разновидностей. Показано, что разнообразие МПП зависит от густоты вкрапленности хромитовых руд, степени их катаклаза и метаморфического преобразования. Сплошные (массивные) и заметно метаморфизованные хромитовые руды обнаруживают в своем составе наиболее широкий и разнообразный набор МПП. В массиве Рай-Из сохранились комплексы МПП, отражающие особенности верхне-мантийного минералообразования. К таким ранним мантийно-магматическим образованиям отнесены самородный осмий, самородный иридий и сульфиды (дисульфиды лаурит–эрлихманитового ряда, кашинит и купроиридсит). Образование остальных самородных минералов и интерметаллидов ЭПП, сопровождавшееся осаждением подвижных металлов (Ni, Cu, Zn, Mn, As) и частичным выносом сульфидной серы, связывается с катаклазом и метаморфическим преобразованием рудных хромшпинелидов и включенных в них первичных МПП. Выявленные вторичные МПП сформировались преимущественно на регионально-метаморфическом (регрессивном) этапе [самородный рутений, самородный рутенистый никель, неназванная фаза Ru, Ni, Os, Fe, As-содержащие дисульфиды лаурит–эрлихманитового ряда и неназванный сульфоарсенид Ir,Os(S,As)], а также, в меньшей степени, на контактово-метаморфическом (прогрессивном) этапе (самородный железистый рутений, самородная платина и новый интерметаллид родия (Rh,Pt)₃Zn).

Ключевые слова: Полярный Урал, офиолиты, массив Рай-Из, хромитовые руды, минералы платиновой группы

DOI: 10.31857/S0869605524060038, EDN: NWOZCL

ВВЕДЕНИЕ

Исследования особенностей распределения элементов платиновой группы (ЭПП) в породах и рудах массива Рай-Из начались еще в середине 70-х годов XX века.

Однако они касались главным образом геохимической специализации пород и руд. С появлением новых аналитических методов изучения минералов платиновой группы (МПП), характеризующихся мелкими размерами выделений (5–20 мкм) и большой рассеянностью в породах, направление работ сместилось в сторону исследования минералогии МПП.

В 1981 г. Ю.А. Волченко обнаружил в шлихах из аллювиальных отложений вблизи западного контакта массива Рай-Из самородный платинистый иридий, рутениридосмин, самородный осмий и осмисто-медистый лаурит в виде нескольких зерен размером 70–360 мкм (Строение..., 1990). В 1984 г. А.Б. Макеевым с соавторами эти данные были дополнены находками рутениридосмина и самородного осмия в аллювиальных отложениях р. Кузь-Ты-Вис, стекающей с западного склона данного массива (Макеев и др., 1984). Позднее, по результатам экспедиционных работ в период 1988–1991 гг., Е.В. Аникина и В.Ю. Алимов описали в хромитовых рудах массива сульфиды, сульфоарсениды и арсениды ЭПГ, выделив два парагенезиса: ранний, синхронный с образованием рудного хромшпинелида (лаурит, эрлихманит, купроиридсит, Ir–Rh–Ni–Fe–Cu сульфиды), и поздний, связанный с привносом мышьяка и сурьмы (минералы ряда ирарсит–холлингвортит, руарсит, руарсенит, сперрилит) (Аникина и др., 1993; Аникина, 1995).

В 1994 г. А.Б. Макеев выявил постоянное присутствие примеси ЭПГ в аксессуарных Fe–Cu–Ni сульфидах из пород и руд данного массива (Макеев, 1994; Макеев, Брянчанинова, 1999). В 1999 г. на массиве Рай-Из были отобраны образцы хромитовой руды из месторождений Центральное (рудные тела №№ 43, 302, 316, 328), Западное (рудное тело № 21) и рудопроявления Полойшорское 2. В результате, наряду с ранее выявленными МПП, были впервые обнаружены кашинит, черепановит, родиевый пентландит (с содержанием Rh до 8.0 %) и неназванный минерал (Rh,Ni)₂As (Garuti et al., 1999).

Наиболее полный обзор по платиноносности массива Рай-Из был сделан Л.И. Гурской с соавторами (Гурская и др., 2004). В этом обзоре были обобщены данные по платиноносности Полярноуральского региона, полученные на протяжении 1993–2002 гг., а также приведены результаты новых исследований распределения платиноидов и МПП в хромитовых рудах центральной и юго-западной частей массива (месторождения Центральное и Западное, рудопроявление Юго-Западное) (Гурская и др., 2004). В полированных шлифах из хромитовых руд были обнаружены и описаны самородный осмий, лаурит, ирарсит, купроиридсит и эрлихманит. Изучение концентратов тяжелых фракций позволило выявить 11 МПП: самородные иридий и осмий, рутениридосмин, лаурит, эрлихманит, купроиридсит, кашинит, толовкит, ирарсит, холлингвортит и новый неназванный минерал состава Ir₂(Ni,Cu,Fe)₄S₇.

В 2006 г., в ходе совместной русско-китайской экспедиции на массив Рай-Из, из двух крупнообъемных проб хромитовой руды, отобранных на месторождениях Центральное (~900 кг) и № 214 (~600 кг), было выделено более 60 минералов, включая алмаз (кристаллы размером до 0.2 мм), муассанит, платиноиды (выделения размером до 200 мкм), другие самородные элементы и металлические сплавы (Yang et al., 2015). По минералам платиновой группы эти результаты были обобщены в обзорной работе А.Б. Макеева и Н.И. Брянчаниновой (Макеев, Брянчанинова, 2017). В двух последних работах список МПП из массива Рай-Из дополнился еще 4 фазами: самородным рутением, изоферроплатиной Pt₃Fe, родистой изоферроплатиной Rh–Pt₃Fe и медисто-никелистой тетраферроплатиной Pt_{1,0}Fe_{0,5}Cu_{0,3}Ni_{0,2}.

Настоящая работа направлена на изучение особенностей распределения платиноидов и их минеральных форм в полированных шлифах хромитовых руд из центральной и юго-западных частей массива Рай-Из (месторождения Центральное и № 214 соответственно), признанных предыдущими работами наиболее платиноносными.

Наряду с ранее диагностированными МПГ впервые выявлены и охарактеризованы: самородный железистый рутений, самородный никель рутенистый (иридисторутенистый), самородная платина, неназванный интерметаллид родия $(\text{Rh,Pt})_3\text{Zn}$ с содержанием родия до 88 мас. %, переходные от сульфидов к сульфоарсенидам фазы — мышьяксодержащие дисульфиды ряда лаурит—эрлихманит, а также неназванный сульфоарсенид со стехиометрической формулой Ir,Os(S,As) . Также впервые обнаружены зерна самородного рутения с содержанием рутения до 80.5 мас. %, против ранее выявленного самородного рутения с содержанием рутения до 36.8 мас. % (Макеев, Брянчанинова, 2017).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ультрамафитовый массив Рай-Из является фрагментом Хадатинского офиолитового пояса Полярного Урала и расположен между двумя наиболее крупными массивами Войкаро-Сыньинским и Сьум-Кеу (рис. 1). Массив находится в бассейне верхнего течения рек Сось и Бол. Хараматолоу. Он имеет в плане форму полумесяца, выпуклой стороной обращенного на северо-запад. Площадь выхода ультрамафитов около $\sim 380 \text{ км}^2$, при максимальной ширине 16 км и длине — 28 км (Вахрушева и др., 2017). По геолого-геофизическим данным массив рассматривается как аллохтонная пластина мощностью более 1.5 км, надвинутая на миогеосинклиналильные и платформенные комплексы западного склона Урала (Гурская и др., 2004). Контакты тектонические, северный и южный падают на юго-восток, северный — под углом $35\text{--}40^\circ$, южный — под углом $75\text{--}90^\circ$ (Строение., 1990). Восточный контакт, скрытый под аллювиальными отложениями, также тектонический, на что указывают характер магнитного поля, а также крутые уступы в рельефе, разделяющие ультрамафиты и вмещающие метаморфические сланцы, круто падающие под массив. На западе массив ограничивается субмеридиональным разломом, который прослеживается далеко на юг за пределами массива. Его строение осложнено поперечными разрывными нарушениями с амплитудой от первых сотен метров до 1 км.

Практически на всем протяжении южного контакта массив Рай-Из граничит с габброидами, среди которых отмечаются отдельные линзовидные тела верлитов и клинопироксенитов. Предполагается, что габброиды, рассчитанная мощность которых составляет не менее 10 км, не только частично перекрывают, но и подстилают массив. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что массив Рай-Из представляет собой клиновидное бескорневое тело, лежащее частично (северной частью) на докембрийских и палеозойских породах, а частично — на габброидах офиолитовой ассоциации.

Большая часть массива сложена породами дунит-гарцбургитовой серии, среди которых преобладают гарцбургиты, в различной мере насыщенные жилообразными, шпировидными и линзовидными телами дунитов и в меньшей степени — пироксенитов. Лерцолиты встречаются крайне редко, преимущественно в виде обособлений среди гарцбургитов. Гарцбургиты развиты, главным образом, в северо-западной и юго-восточной частях массива и характеризуются выдержанным минеральным составом с высоким содержанием энстатита (20—35 %) и высокоглиноземистым составом хромшпинелидов. Размеры дунитовых тел сильно варьируют: по мощности — от сантиметров до нескольких метров и по протяженности — от долей метра до десятков метров; присутствуют тела дунитов размером до сотен метров. В составе массива выделяется два крупных дунитовых тела, имеющих штокообразную форму с крутым падением в северо-восточном направлении: Центральное ($2 \times 4 \text{ км}$), расположенное в южной части, и Южное ($1.7 \times 4 \text{ км}$) — в юго-западном окончании исследуемого массива.

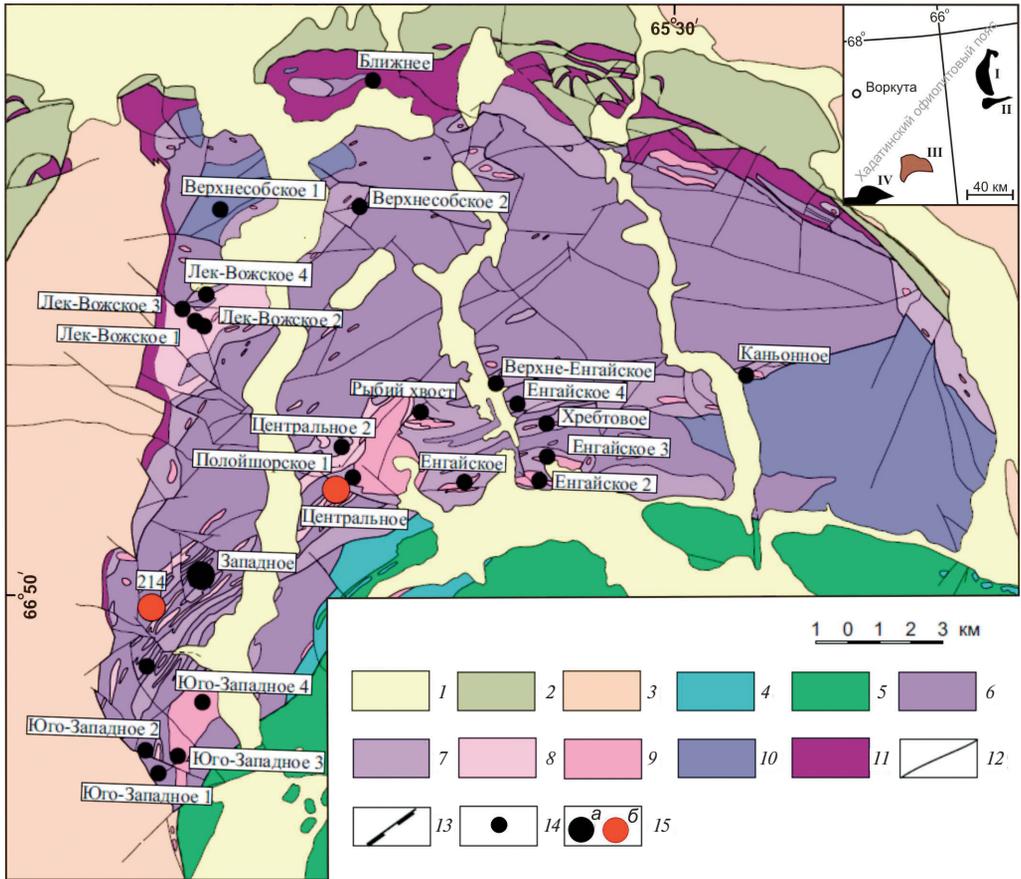


Рис. 1. Схематическая геологическая карта массива Рай-Из (Кучерина и др., 1991 г.), с редакцией авторов. 1 – четвертичные отложения; 2 – палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы нерасчлененные; 3 – протерозойские метаморфические комплексы нерасчлененные; 4–11 – Войкаро-Райизский офиолитовый комплекс: 4–5 – дунит-верлит-клинопироксенитовый структурно-вещественный комплекс (СВК): 4 – дуниты, верлиты, клинопироксениты нерасчлененные; 5 – габбро, метагаббро; 6–9 – дунит-гарцбургитовый СВК: 6 – истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей <10 %; 7 – истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30 %; 8 – истощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей >30 %; 9 – дуниты с хромистым хромшпинелидом; 10–11 – гарцбургитовый СВК: 10 – неистощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей <10%; 11 – неистощенные гарцбургиты с дунитовой составляющей 10–30 %; 12 – разрывные нарушения; 13 – надвиги; 14 – рудопрооявления хромовых руд; 15 – месторождения хромовых руд: 15а – открытые, 15б – изученные в настоящей работе. На врезке дана схема расположения массива Рай-Из в структуре Полярного Урала. Ультрамафитовые массивы: I – Сьум-Кеу, II – Харчерузский, III – Рай-Из, IV – Войкаро-Сыньинский.

Fig. 1. Schematic geological map of the Rai-Iz massif (after Kucherina et al., 1991), edited by authors. 1 – Quaternary deposits; 2 – undifferentiated Paleozoic volcanogenic-sedimentary complexes; 3 – undifferentiated Proterozoic metamorphic complexes; 4–11 – Voikaro-Rayiz ophiolite complex: 4–5 – dunite-wehrlite-clinopyroxenite structural-material complex (SMC): 4 – undifferentiated dunites, wehrlites, clinopyroxenites; 5 – gabbro, metagabbro; 6–9 – dunite-harzburgite SMC: 6 – depleted harzburgites with dunite component <10 %; 7 – depleted harzburgites with dunite component 10–30 %; 8 – depleted harzburgites with dunite component >30 %; 9 – dunites with chromium chromspinelides; 10–11 – harzburgite SMC: 10 – undepleted harzburgites with dunite component <10 %; 11 – undepleted harzburgites with dunite component 10–30 %; 12 – faults; 13 – thrusts; 14 – chromium ore occurrences; 15 – chromium ore deposits: 15a – open, 15b – studied in this work. The inset shows diagram of the location of the Rai-Iz massif in structure of the Polar Urals. Ultramafic massifs: I – Syum-Keu, II – Kharcheruzsky, III – Rai-Iz, IV – Voikar-Syninsky.

Хромитовое оруденение распределено в пределах массива Рай-Из крайне неравномерно. Основная масса хромититов локализована преимущественно вблизи крупных дунитовых тел, иногда внутри них в виде линз неправильной формы. В пределах дунит-гарцбургитового комплекса хромитовые руды проявляются в виде мелких залежей, причем как в дунитах, так и гарцбургитах. Оруденение разнообразно по масштабности, морфологии рудных тел, структурно-текстурным особенностям и составу хромшпинелидов. Согласно классификационной схеме Б.В. Перевозчикова (Перевозчиков и др., 2000) большинство значимых рудопроявлений массива относится к высокохромистому магнезиальному типу.

В результате поисковых и разведочных работ к настоящему времени на массиве Рай-Из выявлены три месторождения хромитовых руд (Центральное, Западное и № 214), более 20 рудопроявлений и свыше 200 точек минерализации (Макеев, Перевозчиков, Афанасьев, 1985; Перевозчиков и др., 2000; Гурская и др., 2004; Вахрушева и др., 2017).

Месторождение *Центральное* расположено в южной части массива Рай-Из и является самым большим. Оно приурочено к крупному телу дунитов (450×550 м), окруженному дунит-гарцбургитовым комплексом с содержанием дунитов от 10 до 70 %. Месторождение представляет собой сложно построенную хромитоносную зону протяженностью до 1700 м и шириной 400–450 м (площадь ~ 4.7 км), вытянутую в северо-восточном направлении согласно с полосчатостью гарцбургитов и вытянутостью дунитовых обособлений среди гарцбургитов, разделенную субширотными разрывами на четыре блока. Хромитовые руды представлены средне- и густовкрапленными (до сплошных) разновидностями, с зонами развития полосчатых и нодулярных. Редковкрапленные руды встречаются редко. Средне-, густовкрапленные и сплошные разновидности хромитовых руд практически не метаморфизованы, что отражается в хорошей корреляции магния и железа. В то же время для убоговкрапленных хромитовых руд характерно заметное возрастание содержания железа, что связано с развитием вторичного хроммагнетита по хромовой шпинели. Все рудообразующие хромовые шпинели соответствуют высокохромистому типу (Вахрушева и др., 2017; Garuti et al., 1999).

В настоящей работе Центральное месторождение изучено на примере рудного тела № 9, которое является самым крупным, обладая наибольшей мощностью (8.2 м) и длиной по простиранию (65 м). Рудные тела характеризуются достаточно однородным внутренним строением и сложены, главным образом, средневкрапленными и густовкрапленными рудами (рис. 2, *a–б*). Структура руд в основном равномернокрапленная, равномернозернистая, средне-крупнозернистая.

Силикатная часть руд представлена агрегатом зерен оливина, который частично (от 0 до 15–20 %) замещается петельчатым серпентином. Частично матрикс руд сложен агрегатами хлорита. Хлорит: в шлифе бесцветен, зачастую имеет аномальную индигово-синюю интерференционную окраску, нередко выполняет отрицательные кристаллы в крупнозернистой хромовой шпинели.

Изученные в работе образцы показывают высокое качество руды с содержаниями Cr_2O_3 в рудообразующих хромшпинелидах – 59.4–63.2 мас. %. По составу последние преимущественно отвечают магнезиальному хромиту, реже – магнезиальному субферрихромиту (табл. 1, рис. 3).

Месторождение № 214 расположено в 1.5 км к юго-западу от месторождения Западное и залегает в дунит-гарцбургитовой зоне с содержанием дунитовой составляющей от 10 до 70 %. Оно состоит из шести уплощенных рудных линз северо-восточного простирания, с раздувами, пережимами и апофизами, длиной от 30–50 до 450 м, мощностью от 0.6 до 4.7 м и расстоянием между рудными телами 0.6–6.0 м (Никольская и др., 2021). Контакты тел резкие, руды густовкрапленные и сплошные, реже – средневкрапленные. Структура руд от мелко- до крупнозернистой (рис. 2, *в–г*).

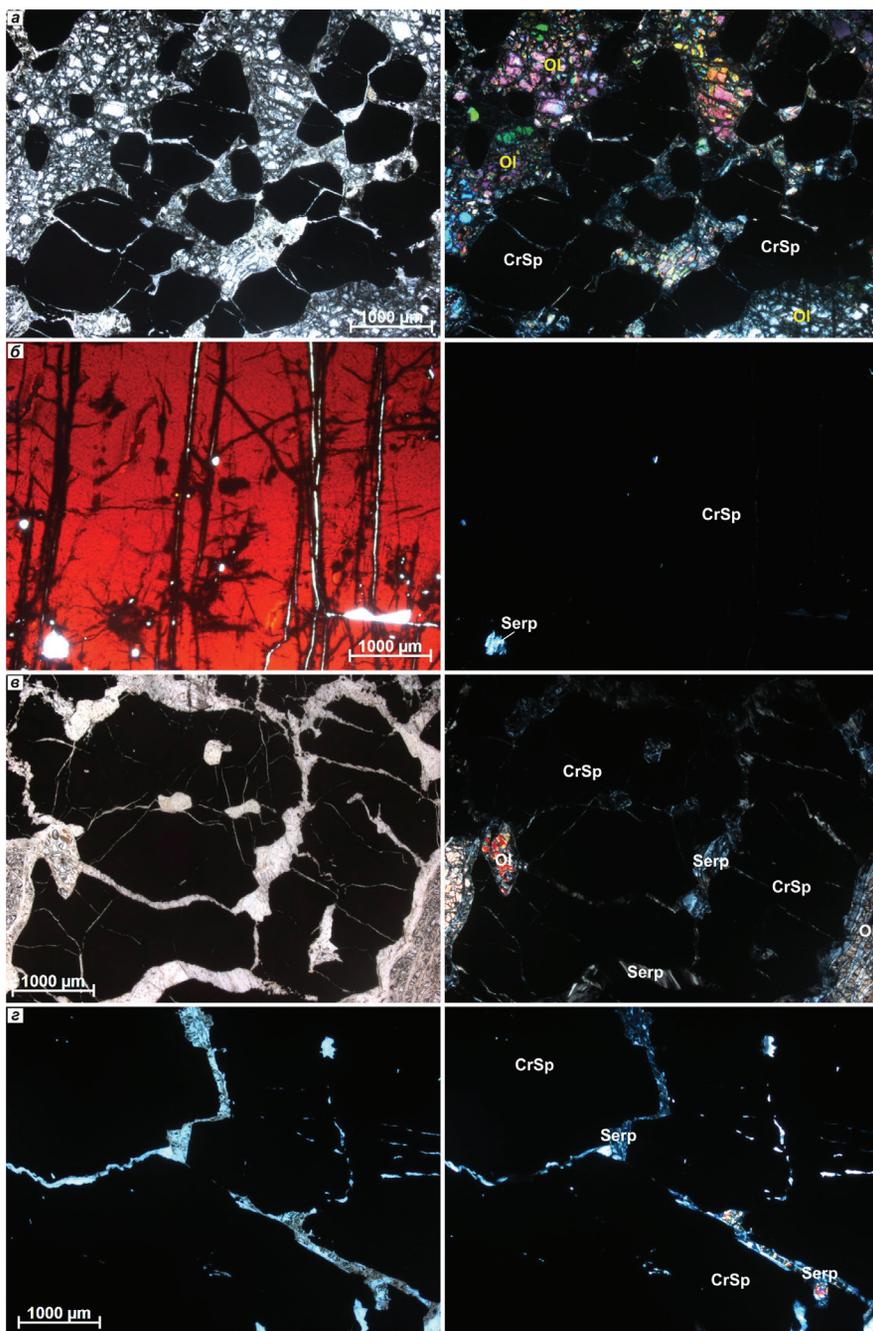


Рис. 2. Микрофотографии средневкрапленных и сплошных хромитовых руд из Центрального месторождения (а–б, обр. Р-1 и обр. Р-2 соответственно) и месторождения № 214 (в–з, обр. Y-340/7 и обр. Y-325/1 соответственно) массива Рай-Из без анализатора (слева) и с анализатором (справа). *Ol* – оливин, *Serp* – серпентин, *CrSp* – хромшпинель.

Fig. 2. Microphotographs of moderately disseminated and massive chromite ores from the Central deposit (a–b, sample P-1 and sample P-2, respectively) and deposit No 214 (в–з, sample Y-340/7 and sample Y-325/1, respectively) of the Rai-Iz massif without analyzer (left) and with analyzer (right). *Ol* – olivine, *Serp* – serpentine, *CrSp* – chrome spinel.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) рудообразующих хромшпинелидов, содержащих включения МПГ, из месторождений массива Рай-Из
Table 1. Chemical composition (wt %) ore-forming chrome spinels, containing PGM inclusions, from deposits of the Rai-Is massif

№/п/п	Образец	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	TiO ₂	V ₂ O ₅	ZnO	Сумма	Mg	Al	Cr	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Ti	V	Zn	Cr#	Fe ¹⁺ #	f	МПГ	
Центральное месторождение (рудное тело №9)																								
1	P-2-170	14.31	11.76	59.38	13.94	0.17	0.11	0.12	—	99.79	0.70	0.45	1.53	0.32	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	0.15	0.32	0.32	1) (Ni,Ru)
2	P-4-38	13.55	9.22	63.18	14.13	0.19	0.10	—	—	100.37	0.66	0.35	1.63	0.35	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.82	0.09	0.35	0.35	2) (Rh, Pt) ₂ Zn
3	P-2-125	15.21	12.00	59.78	12.37	0.18	0.10	0.08	—	99.72	0.74	0.46	1.54	0.29	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	0.15	0.28	0.28	3) RuS ₂
4	P-4-50	13.83	9.38	61.69	14.61	0.29	0.10	0.22	0.15	100.27	0.67	0.36	1.59	0.33	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.82	0.16	0.33	0.33	4) Ru(S,As) ₂
5	P-4-136	13.25	7.18	63.06	16.70	0.28	0.16	0.14	—	100.77	0.64	0.28	1.62	0.36	0.10	0.01	0.00	0.00	0.00	0.85	0.22	0.36	0.36	5) OsS ₂
6	P-4-137	13.52	7.39	62.47	16.51	0.20	0.13	0.12	—	100.34	0.66	0.28	1.61	0.34	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.85	0.23	0.34	0.34	6) Os(S,As) ₂
7	P-2-87	14.38	11.87	59.45	13.60	0.29	0.11	0.18	0.12	100.00	0.70	0.46	1.53	0.32	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.77	0.14	0.31	0.31	7) CuIr ₂ S
8	P-2-105	13.44	9.15	61.03	15.29	0.22	0.09	0.09	0.16	99.47	0.65	0.35	1.57	0.34	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.82	0.17	0.35	0.35	8) Cu ₂ S с ЭПП*
9	P-2-163	13.87	11.26	59.96	14.15	0.24	0.09	0.09	0.11	99.77	0.67	0.43	1.54	0.34	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.78	0.13	0.33	0.33	Ru+Pd, Rh+Ir
Месторождение № 214																								
10	Y-340/7-119	11.92	9.80	60.05	17.74	0.29	—	0.16	—	99.96	0.58	0.38	1.55	0.41	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.80	0.15	0.42	0.42	
11	Y-340/7-140	12.02	9.08	59.44	18.10	0.26	—	0.15	—	99.05	0.58	0.35	1.53	0.40	0.10	0.01	0.00	0.00	0.00	0.81	0.19	0.41	0.41	
12	Y-325/1-186	13.67	8.21	64.16	13.39	0.21	0.10	—	0.13	99.87	0.66	0.32	1.65	0.33	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.84	0.08	0.33	0.33	
13	Y-325/1-32	13.75	8.63	61.82	14.28	0.30	0.19	0.10	0.13	99.20	0.67	0.33	1.59	0.33	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.83	0.16	0.33	0.33	1) Ru
14	Y-325/1-33	15.95	10.22	59.98	13.72	0.28	0.17	0.11	0.11	100.54	0.77	0.39	1.55	0.26	0.12	0.01	0.00	0.00	0.00	0.80	0.32	0.25	0.25	2) (Ru,Fe)
15	Y-325/1-66	13.70	9.06	62.54	13.94	0.32	0.14	—	0.10	99.80	0.67	0.35	1.61	0.33	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.82	0.12	0.33	0.33	3) Os ₂ (Os, Ir)
16	Y-325/1-67	13.79	9.06	62.53	13.86	0.29	0.12	—	0.12	99.77	0.67	0.35	1.61	0.33	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.82	0.12	0.33	0.33	4) Ir
17	Y-325/1-159	13.64	8.90	62.77	14.41	0.31	0.09	—	—	100.12	0.66	0.34	1.62	0.34	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.83	0.13	0.34	0.34	5) Pt
18	Y-325/1-160	13.52	8.71	62.68	14.39	0.29	—	—	—	99.59	0.66	0.33	1.61	0.34	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.83	0.14	0.34	0.34	6) (Ru, Ni, Os, Fe)
19	Y-325/1-127	13.55	9.25	62.26	14.22	0.31	—	—	—	99.59	0.66	0.36	1.60	0.34	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.82	0.13	0.34	0.34	7) (Rh, Pt) ₂ Zn
20	Y-4/3-60	12.78	9.33	62.89	13.83	0.22	0.09	—	0.08	99.22	0.62	0.36	1.62	0.37	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.82	0.02	0.37	0.37	8) RuS ₂ , (Ru, Os) ₂
21	Y-4/3-74	13.09	8.85	60.66	16.06	0.23	0.12	0.11	—	99.42	0.65	0.34	1.56	0.35	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.82	0.21	0.35	0.35	9) (Ru, Ir, Os)(S,As) ₂
22	Y-325/1-22	13.09	3.69	61.85	20.98	0.25	0.08	0.14	—	100.08	0.64	0.14	1.59	0.34	0.23	0.01	0.00	0.00	0.00	0.92	0.40	0.35	0.35	10) (Ir, Rh) ₂ S ₃
23	Y-325/1-257	14.98	10.59	59.23	14.66	0.25	0.08	0.17	—	99.96	0.73	0.41	1.53	0.29	0.11	0.01	0.00	0.00	0.00	0.79	0.27	0.29	0.29	11) CuIr ₂ S
24	Y-325/1-47	15.13	9.86	61.03	13.27	0.19	0.11	0.15	—	99.74	0.74	0.38	1.57	0.28	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.81	0.22	0.28	0.28	12) (Ir, Os)(S,As)
25	Y-325/1-146	15.26	9.98	60.96	13.71	0.24	0.20	0.11	—	100.46	0.74	0.38	1.57	0.28	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.80	0.24	0.28	0.28	
26	Y-340/7-179	10.59	6.49	63.54	18.78	0.30	0.20	0.13	0.10	100.13	0.51	0.25	1.64	0.46	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.87	0.11	0.47	0.47	
27	Y-325/1-209	13.69	8.73	62.22	14.11	0.24	0.20	0.11	—	99.30	0.67	0.34	1.60	0.33	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.83	0.13	0.33	0.33	

Примечание. * — ЭПП, выявленные в виде субмикронных включений в халькозине (Cu₂S), диагностированы качественно, без идентификации минерального вида. Коэффициенты в формулах хромшпинелидов рассчитаны на 3 катиона.

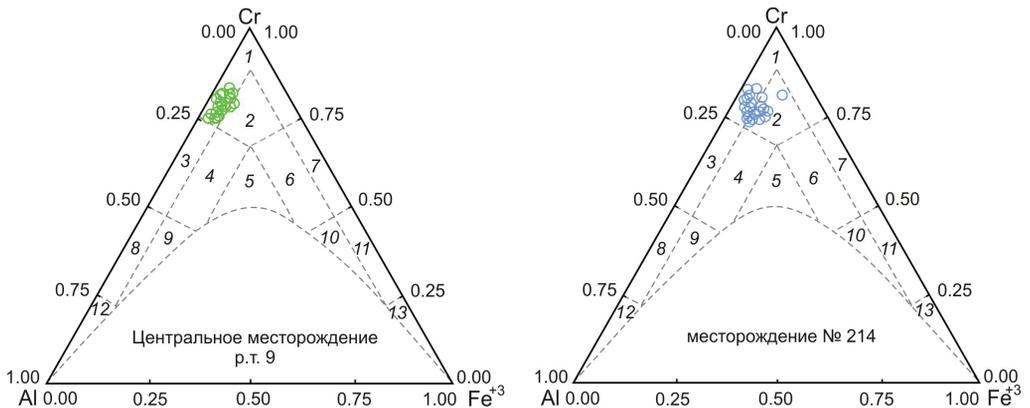


Рис. 3. Состав рудных хромшпинелидов из месторождений Центрального (рудное тело № 9) и № 214 массива Рай-Из на тернарной классификационной диаграмме Н.В. Павлова (Павлов, 1949).

1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Fig. 3. Composition of ore chrom spinels from the Central (ore body No 9) and No 214 deposits of the Rai-Iz massif on ternary classification diagram by N.V. Pavlov (Pavlov, 1949). 1 – chromite, 2 – subferrichromite, 3 – aluminochromite, 4 – subferrialumochromite, 5 – ferrialumochromite, 6 – subaluminoferrichromite, 7 – ferrichromite, 8 – chrompicotite, 9 – subferrichrompicotite, 10 – subalumochromomagnetite, 11 – chromomagnetites, 12 – picotite, 13 – magnetite.

В изученных образцах рудообразующий хромшпинелид высокохромистый (Cr_2O_3 – 59.2–63.5 мас. %) и, по сравнению с этим минералом в рудном теле № 9 Центрального месторождения, характеризуется более высоким содержанием железа и степенью его окисленности (табл. 1). По химическому составу он соответствует магнезиальным хромиту и субферрихромиту (рис. 3), что хорошо согласуется с ранее полученными данными (Вахрушева и др., 2017; Garuti et al., 1999).

Часто в руде отмечаются признаки катаклаза: зерна раздроблены, пересечены густой сетью трещин. Силикатная часть в хромитовых рудах представлена агрегатом зерен оливина, который интенсивно (до 40 %) замещается петельчатым серпентинном. Нередко матрикс руд сложен агрегатами хлорита и кеммерерита.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе был использован традиционный подход минераграфического изучения рудных минералов. Их химический состав изучался в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным анализатором UltimMax100 (Oxford Instruments). Перед исследованием из каждого образца хромитовой руды (1 образец средневкрапленной полосчатой руды, 2 образца сплошных руд из рудного тела № 9 Центрального месторождения, отобранные в штольне на горизонте 480 м; 1 образец средневкрапленной руды и 2 образца сплошных руд из месторождения № 214, отобранные из разведочной канавы) были изготовлены три плоскопараллельных аншлифа толщиной 4–5 мм. Аншлифы напылялись углеродом (слой углерода имел толщину 25–30 нм). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока пучка электронов 4.5 нА и времени накопления спектра в точке 60 секунд в режиме Point&ID (2 000 000 импульсов). Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Ru, Os, Ir, Re, Rh, Pt, Ni, Co, Cu, Fe, Mn и Sb были применены чистые металлы, для S – пирит, для As – сперрилит. Использованы

аналитические линии: $L\alpha$ для Ru, Ir, Re, Rh, Pt, Sb; $K\alpha$ для S, Fe, Mn, Ni, Co, Cu, As; $M\alpha$ для Os. Обработка спектров проводилась автоматически при помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ.

Все исследования были выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Центр поддержан грантом Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012). Проанализировано более 100 самостоятельных микровключений МПГ.

Полученные результаты подвергались статистической обработке, данные анализов пересчитывались на кристаллохимические формулы.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МПГ В ХРОМОВЫХ РУДАХ МАССИВА

Объектами исследования являлись образцы средневкрапленных и сплошных хромитовых руд из Центрального месторождения (рудное тело № 9) и месторождения № 214. МПГ в этих рудах наблюдаются преимущественно в виде обособленных идиоморфных и гипидиоморфных включений размером до 10 мкм, главным образом, внутри зерен хромшпинелидов, значительно реже – в интерстициях между этими зернами. В средневкрапленных рудах Центрального месторождения были диагностированы лаурит и неназванный интерметаллид родия $(Rh,Pt)_3Zn$ с вариациями состава от $(Rh,Pt)_4Zn$ до $(Rh,Pt)_2Zn$. Минералогия МПГ из сплошных хромитовых руд более разнообразна. МПГ представлены самородным рутенистым никелем, дисульфидами лаурит-эрлихманитового ряда и их мышьяксодержащими разновидностями, купроирридситом и, отмеченным выше, новым интерметаллидом родия.

Средневкрапленные хромовые руды месторождения № 214 в отличие от Центрального месторождения не обнаруживают в своем составе сульфидов ЭПГ и включают только самородные рутений, железистый рутений, осмий, металлические твердые растворы (МТР) Ru-Os специализации с Ni и Fe, неназванный интерметаллид родия $(Rh,Pt)_3Zn$. В сплошных рудах этого месторождения диагностированы самородный рутений и его железистая разновидность, самородные осмий, иридий, платина, лаурит и его мышьяксодержащая разновидность, кашинит, купроирридсит, неназванные фаза Ir,Os(S,As) и интерметаллид $(Rh,Pt)_3Zn$.

Отмечено, что новый интерметаллид родия $(Rh,Pt)_3Zn$ является самым распространенным и «сквозным» МПГ, найденным во всех изученных образцах обоих месторождений массива Рай-Из.

РАЗНОВИДНОСТИ МПГ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Минералы самородных элементов. Эта группа распространена наиболее широко и представлена самородными рутением, железистым рутением, осмием, иридием, никелем рутенистым, платиной, МТР с никелем и железом, неназванным интерметаллидом родия $(Rh,Pt)_3Zn$.

Самородный рутений выявлен только в хромитовой руде из месторождения № 214. Он наблюдается в виде неправильных по форме губчатых включений размером до 8 мкм, расположенных внутри катаклазированных зерен хромшпинелидов либо в интерстициях, в непосредственной близости от таких зерен (рис. 4, *a–d*). В его химическом составе постоянно отмечаются примеси осмия (до 32.5 мас. %), иридия (до 24.0 мас. %), никеля (до 6.6 мас. %) и железа (до 7.0 мас. %), эпизодически – примеси мышьяка (до 2.9 мас. %), сурьмы (до 1.4 мас. %), родия (до 4.8 мас. %), кобальта (до 1.4 мас. %), меди (до 0.5 мас. %) и марганца (до 6.0 мас. %) (табл. 2).

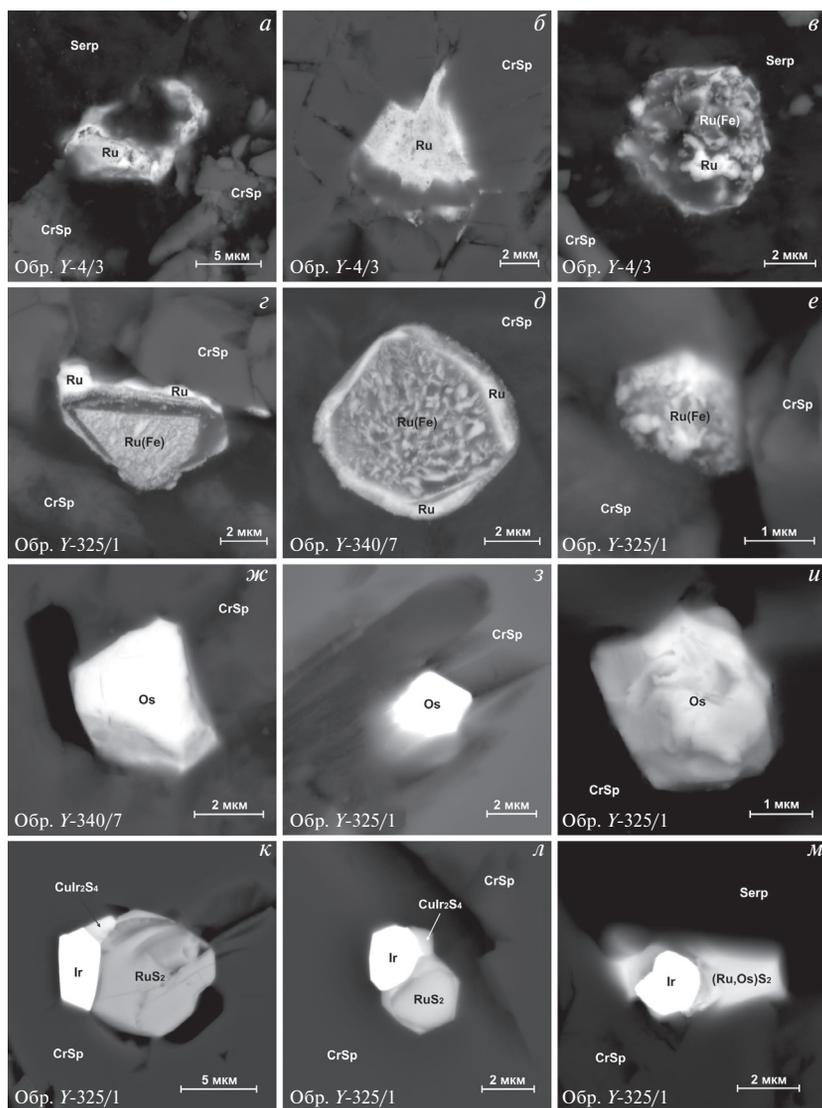


Рис. 4. Микровключения самородных элементов и их сульфидов в среднекрупленных (обр. Y-340/7) и сплошных (обр. Y-4/3, обр. Y-325/1) хромитовых рудах месторождения № 214 массива Рай-Из. Изображения в режиме обратно-рассеянных электронов.

a – неправильное зерно вторичного рутения (ан. 1, табл. 2) на краю зерна хромшпинелида (ан. 15, табл. 1); *б* – неправильное включение вторичного рутения (ан. 1, табл. 2) с пористой структурой в зерне хромшпинелида (ан. 15, табл. 1); *в* – округлое зерно рутения (ан. 12, табл. 2) с губчатой структурой в серпентинном цементе, замещаемое железистым рутением (ан. 25, табл. 2); *г* – зерно рутения (ан. 15, табл. 2) в хромшпинелиде, интенсивно замещенное железистым рутением (ан. 22, табл. 2); *д* – зерно рутения (ан. 18, табл. 2), интенсивно замещенное железистым рутением (ан. 28, табл. 2) и формирующее псевдоморфозу по исходному лауриту; *е* – зерно железистого рутения (ан. 20, табл. 2) в хромшпинелиде (ан. 16, табл. 1); *ж*–*и* – идиоморфные включения самородного осмия (ан. 33, 38, 55, табл. 2) в хромшпинелиде (ан. 1, 3, табл. 1), *к*–*л* – полифазные включения лаурита (ан. 14, 18, табл. 4), самородного иридия (ан. 46, 48, табл. 2) и купроиридисита (ан. 33, 36, табл. 4) в хромшпинелиде (ан. 7, табл. 1); *м* – полифазное срастание осмистого лаурита (ан. 25, табл. 4) и самородного иридия (ан. 51, табл. 2) на границе зерна хромшпинелида и серпентина. *CrSp* – хромшпинелид; *Serp* – серпентин.

Fig. 4. Microinclusions of minerals of native elements and laurite in moderately disseminated (sample Y-340/7) and massive (sample Y-4/3, sample Y-325/1) chrome ores of deposit No 214, Rai-Iz massif. BSE images.

Таблица 2. Химический состав МТР Os–Ir–Ru специализации (мас. %) из хромитовых руд массива Рай-Из,
Table 2. Chemical composition of metallic solid solutions of Os–Ir–Ru system (wt %) from chromite ores of the Rai-Is massif

№ п/п	Место-рождение	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Ni	Co	Cu	Fe	Mn	As	Sb	Сумма	Формула
Самородный рутений																
1		Y-4/3-71	80.57	11.19	3.30	–	–	3.82	–	–	0.70	–	–	–	99.58	$Ru_{0.84}Ni_{0.07}Os_{0.06}Ir_{0.02}Fe_{0.01}$
2		Y-4/3-72	77.15	13.64	4.52	–	–	4.06	–	–	0.22	–	–	0.44	100.03	$Ru_{0.82}Os_{0.08}Ni_{0.07}Ir_{0.03}$
3		Y-4/3-73	75.86	14.94	3.26	–	–	4.35	–	–	0.45	–	–	–	98.86	$Ru_{0.81}Os_{0.08}Ni_{0.08}Ir_{0.02}Fe_{0.01}$
4		Y-4/3-57	68.62	2.95	17.19	3.18	–	4.76	–	–	–	–	2.85	–	99.55	$Ru_{0.73}Os_{0.02}Ni_{0.09}Ir_{0.09}Rh_{0.03}As_{0.04}$
5		Y-4/3-53	62.67	9.84	21.37	–	–	4.44	–	–	0.07	–	1.23	–	99.62	$Ru_{0.71}Os_{0.06}Ni_{0.08}Ir_{0.13}As_{0.02}$
6		Y-4/3-70	63.16	27.05	2.07	–	–	5.74	–	–	0.39	–	–	0.82	99.23	$Ru_{0.70}Os_{0.16}Ni_{0.11}Ir_{0.01}Fe_{0.01}Sb_{0.01}$
7		Y-4/3-58	61.57	11.95	19.51	–	–	5.29	–	–	0.30	–	1.39	–	100.00	$Ru_{0.69}Ir_{0.11}Ni_{0.10}Os_{0.07}As_{0.05}Fe_{0.01}$
8		Y-4/3-56	47.47	24.04	18.23	0.73	–	6.56	–	–	–	–	0.71	1.12	98.85	$Ru_{0.57}Os_{0.15}Ni_{0.14}Ir_{0.11}Rh_{0.01}As_{0.01}Sb_{0.01}$
9	№ 214	Y-4/3-54	55.80	20.05	16.54	–	–	6.39	–	–	0.07	–	1.23	–	100.08	$Ru_{0.63}Ni_{0.13}Os_{0.12}Ir_{0.10}As_{0.02}$
10		Y-4/3-55	57.64	8.47	19.54	4.82	–	5.87	–	–	0.09	–	2.59	0.68	99.68	$Ru_{0.63}Ni_{0.11}Ir_{0.11}Os_{0.05}Rh_{0.05}As_{0.04}Sb_{0.01}$
11		Y-4/3-78	57.73	20.11	12.05	–	–	5.50	–	–	3.17	–	–	1.08	99.65	$Ru_{0.64}Os_{0.12}Ni_{0.10}Ir_{0.07}Fe_{0.08}Sb_{0.01}$
12		Y-4/3-77	46.44	28.38	14.60	–	–	6.21	–	–	2.47	–	–	1.40	99.49	$Ru_{0.54}Os_{0.18}Ni_{0.13}Ir_{0.09}Fe_{0.08}Sb_{0.01}$
13		Y-325/1-236	36.57	32.51	21.41	–	–	6.08	–	0.46	1.05	–	–	0.46	99.52	$Ru_{0.46}Os_{0.22}Ir_{0.14}Ni_{0.13}Fe_{0.02}Cu_{0.01}As_{0.01}Sb_{0.01}$
14		Y-325/1-237	38.71	29.12	22.03	–	–	4.74	–	–	0.53	2.46	–	0.46	98.70	$Ru_{0.48}Os_{0.19}Ir_{0.14}Ni_{0.10}Fe_{0.05}Cu_{0.01}As_{0.01}Sb_{0.01}$
15		Y-325/1-238	41.46	29.44	20.19	–	–	4.71	–	–	3.60	–	–	–	100.05	$Ru_{0.50}Os_{0.19}Ir_{0.13}Ni_{0.09}Fe_{0.08}Sb_{0.01}$
16		Y-340/7-27	36.84	27.66	19.76	–	–	3.82	1.18	–	–	5.90	4.11	–	99.28	$Ru_{0.44}Os_{0.17}Ir_{0.12}Fe_{0.12}Mn_{0.09}Ni_{0.07}Co_{0.02}$
17		Y-340/7-28	36.57	30.51	14.59	–	–	4.03	1.37	–	–	6.35	5.31	–	98.72	$Ru_{0.40}Os_{0.18}Fe_{0.13}Mn_{0.11}Ir_{0.08}Ni_{0.08}Co_{0.02}$
18		Y-340/7-29	28.96	28.80	23.96	–	–	4.18	1.11	–	–	6.98	6.04	–	100.03	$Ru_{0.32}Os_{0.17}Ir_{0.14}Fe_{0.14}Mn_{0.13}Ni_{0.08}Co_{0.02}$
Самородный железистый рутений																
19		Y-325/1-16	80.39	3.18	2.69	–	–	1.64	–	–	11.53	–	–	–	99.43	$Ru_{0.73}Fe_{0.19}Os_{0.02}Ni_{0.03}Ir_{0.01}$
20		Y-325/1-17	78.83	3.31	2.52	–	–	2.18	–	–	12.16	–	–	–	99.00	$Ru_{0.73}Fe_{0.21}Ni_{0.03}Os_{0.02}Ir_{0.01}$
21	№ 214	Y-325/1-19	75.17	3.17	2.37	1.25	–	2.99	–	–	13.48	–	1.02	–	99.44	$Ru_{0.68}Fe_{0.22}Ni_{0.05}Os_{0.02}Ir_{0.01}Rh_{0.01}As_{0.01}$
22		Y-325/1-240	54.10	13.83	16.29	–	–	2.11	–	–	13.47	–	–	–	99.80	$Ru_{0.55}Fe_{0.25}Ir_{0.09}Os_{0.07}Ni_{0.04}$
23		Y-325/1-241	59.22	12.76	14.35	–	–	2.28	–	–	10.89	–	–	–	99.51	$Ru_{0.61}Fe_{0.20}Ir_{0.08}Os_{0.07}Ni_{0.04}$

Таблица 2 (продолжение)

№ п/п	Место-рождение	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Ni	Co	Cu	Fe	Mn	As	Sb	Сумма	Формула
24		Y-4/3-80	43.50	17.79	13.22	—	—	3.96	—	—	20.80	0.50	—	—	99.77	$Ru_{0,41}Fe_{0,36}Os_{0,09}Ir_{0,07}Ni_{0,06}Mn_{0,01}$
25		Y-4/3-81	51.89	11.72	8.22	—	—	4.53	—	—	22.55	0.46	—	—	99.38	$Ru_{0,46}Fe_{0,36}Ni_{0,07}Os_{0,06}Ir_{0,04}Mn_{0,01}$
26		Y-4/3-82	61.16	3.75	6.01	—	—	3.47	—	—	24.21	0.96	—	—	99.56	$Ru_{0,52}Fe_{0,37}Ni_{0,05}Ir_{0,03}Os_{0,02}Mn_{0,01}$
27		Y-325/1-239	62.31	11.80	12.77	—	—	2.86	—	—	9.14	—	—	—	98.89	$Ru_{0,65}Fe_{0,17}Ir_{0,07}Os_{0,06}Ni_{0,05}$
28		Y-340/7-30	81.54	5.09	2.54	—	—	2.03	0.74	—	4.00	3.40	—	—	99.35	$Ru_{0,79}Fe_{0,07}Mn_{0,06}Os_{0,03}Ir_{0,01}Ni_{0,03}Co_{0,01}$
29		Y-340/7-31	73.54	6.02	3.91	—	—	2.69	0.80	—	5.92	6.40	—	—	99.28	$Ru_{0,69}Mn_{0,11}Fe_{0,10}Ni_{0,04}Os_{0,03}Ir_{0,02}Co_{0,01}$
30		Y-340/7-32	77.19	4.13	2.73	—	—	2.52	0.82	—	5.85	6.47	—	—	99.72	$Ru_{0,71}Mn_{0,11}Fe_{0,10}Ni_{0,04}Os_{0,02}Ir_{0,01}Co_{0,01}$
31		Y-340/7-33	76.50	3.80	2.60	—	—	2.75	0.76	—	6.18	7.01	—	—	99.59	$Ru_{0,70}Mn_{0,12}Fe_{0,10}Ni_{0,04}Os_{0,02}Ir_{0,01}Co_{0,01}$
32		Y-340/7-34	68.39	6.63	4.20	—	—	3.52	0.83	—	7.37	8.66	—	—	99.60	$Ru_{0,62}Mn_{0,14}Fe_{0,12}Ni_{0,06}Os_{0,03}Ir_{0,02}Co_{0,01}$
Самородный осмий																
33		Y-340/7-115	—	87.74	10.93	—	—	—	—	—	0.05	—	—	—	98.72	$Os_{0,89}Ir_{0,11}$
34		Y-340/7-116	—	88.58	10.84	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.42	$Os_{0,89}Ir_{0,11}$
35		Y-340/7-117	—	87.94	10.90	—	—	—	—	—	0.04	—	—	—	98.88	$Os_{0,89}Ir_{0,11}$
36		Y-325/1-182	2.57	58.16	38.40	—	—	—	—	—	0.07	—	—	—	99.21	$Os_{0,57}Ir_{0,38}Ru_{0,05}$
37		Y-325/1-183	2.60	58.07	38.30	—	—	—	—	—	0.03	—	—	—	99.00	$Os_{0,58}Ir_{0,37}Ru_{0,05}$
38	№ 214	Y-325/1-185	2.81	55.54	41.11	—	—	—	—	—	0.02	—	—	—	99.48	$Os_{0,55}Ir_{0,40}Ru_{0,05}$
39		Y-325/1-53	2.76	55.08	41.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98.99	$Os_{0,55}Ir_{0,40}Ru_{0,05}$
40		Y-325/1-54	3.08	55.14	41.63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.84	$Os_{0,54}Ir_{0,40}Ru_{0,06}$
41		Y-325/1-55	3.18	53.87	41.85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98.89	$Os_{0,53}Ir_{0,41}Ru_{0,06}$
42		Y-325/1-56	2.13	54.84	42.74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.71	$Os_{0,54}Ir_{0,42}Ru_{0,04}$
43		Y-340/7-133	—	55.50	44.51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100.01	$Os_{0,56}Ir_{0,44}$
44		Y-340/7-134	—	55.14	44.34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.48	$Os_{0,56}Ir_{0,44}$
Самородный иридий																
45		Y-325/1-57	—	17.21	82.03	—	—	—	—	—	0.12	—	—	—	99.37	$Ir_{0,82}Os_{0,18}$
46	№ 214	Y-325/1-58	—	16.76	82.12	—	—	—	—	—	0.09	—	—	—	98.97	$Ir_{0,83}Os_{0,17}$
47		Y-325/1-59	—	17.19	81.35	—	—	—	—	—	—	0.16	—	—	98.70	$Ir_{0,82}Os_{0,17}Fe_{0,01}$
48		Y-325/1-95	—	19.25	78.31	0.81	1.33	—	—	—	—	—	—	—	99.71	$Ir_{0,78}Os_{0,19}Rh_{0,02}Pt_{0,01}$

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	Место-рождение	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Ni	Co	Cu	Fe	Mn	As	Sb	Сумма	Формула
49		У-325/1-96	–	19.23	77.91	0.80	1.73	–	–	–	0.01	–	–	–	99.68	$\text{Ir}_{0,77}\text{Os}_{0,19}\text{Rh}_{0,02}\text{Pt}_{0,02}$
50		У-325/1-97	–	19.27	76.66	0.81	2.49	–	–	–	–	–	–	–	99.22	$\text{Ir}_{0,77}\text{Os}_{0,19}\text{Rh}_{0,02}\text{Pt}_{0,02}$
51		У-325/1-107	–	30.42	69.06	–	–	–	–	–	0.02	–	–	–	99.49	$\text{Ir}_{0,69}\text{Os}_{0,31}$
52		У-325/1-108	–	30.61	69.57	–	–	–	–	–	–	–	–	–	100.18	$\text{Ir}_{0,69}\text{Os}_{0,31}$
53		У-325/1-109	–	30.73	68.53	–	–	–	–	–	–	–	–	–	99.26	$\text{Ir}_{0,69}\text{Os}_{0,31}$
54		У-325/1-26	2.54	29.08	65.92	0.54	2.04	–	–	–	0.04	–	–	–	100.14	$\text{Ir}_{0,64}\text{Os}_{0,28}\text{Ru}_{0,05}\text{Rh}_{0,01}\text{Pt}_{0,02}$
55		У-325/1-27	2.91	30.59	63.46	0.74	1.63	–	–	–	–	–	–	–	99.34	$\text{Ir}_{0,62}\text{Os}_{0,30}\text{Ru}_{0,05}\text{Rh}_{0,01}\text{Pt}_{0,02}$
56		У-325/1-30	3.29	32.13	62.48	0.76	–	–	–	–	–	–	–	–	98.66	$\text{Ir}_{0,61}\text{Os}_{0,32}\text{Ru}_{0,06}\text{Rh}_{0,01}$
57		У-325/1-31	2.96	31.65	62.10	0.86	1.62	–	–	–	0.04	–	–	–	99.24	$\text{Ir}_{0,60}\text{Os}_{0,31}\text{Ru}_{0,05}\text{Rh}_{0,02}\text{Pt}_{0,02}$
Самородный никель рутенистый (рутенисто-иридийный)																
58	Центральное	Р-2-80	25.57	–	–	–	–	74.50	–	–	–	–	–	–	100.07	$\text{Ni}_{0,83}\text{Ru}_{0,17}$
59	Центральное	Р-2-79	9.27	–	14.59	–	–	75.53	–	–	0.75	–	–	–	100.14	$\text{Ni}_{0,88}\text{Ru}_{0,06}\text{Ir}_{0,05}\text{Fe}_{0,01}$
МГР с никелем и железом																
60	№ 214	У-340/7-174	33.03	33.94	2.24	–	–	19.96	–	–	9.52	–	–	–	98.70	$\text{Ni}_{0,33}\text{Ru}_{0,37}\text{Fe}_{0,17}\text{Os}_{0,17}\text{Ir}_{0,01}$
61		У-340/7-176	32.85	36.00	3.41	–	–	17.78	–	–	8.85	–	–	–	98.89	$\text{Ru}_{0,33}\text{Ni}_{0,36}\text{Os}_{0,19}\text{Fe}_{0,16}\text{Ir}_{0,02}$
62		У-340/7-177	35.78	35.58	3.78	–	–	16.26	–	–	8.28	–	–	–	99.68	$\text{Ru}_{0,36}\text{Ni}_{0,28}\text{Os}_{0,19}\text{Fe}_{0,15}\text{Ir}_{0,02}$
63		У-340/7-178	38.56	33.45	3.81	–	–	16.17	–	–	7.40	–	–	–	99.38	$\text{Ru}_{0,39}\text{Ni}_{0,28}\text{Os}_{0,18}\text{Fe}_{0,13}\text{Ir}_{0,02}$
64		У-340/7-173	22.64	18.82	–	–	–	48.66	0.42	1.31	6.35	–	–	–	98.70	$\text{Ni}_{0,64}\text{Ru}_{0,17}\text{Fe}_{0,09}\text{Os}_{0,08}\text{Cu}_{0,01}\text{Co}_{0,01}$
65	У-340/7-175	19.76	18.01	–	–	–	–	51.79	0.38	1.42	7.45	–	–	99.29	$\text{Ni}_{0,66}\text{Ru}_{0,15}\text{Fe}_{0,10}\text{Os}_{0,07}\text{Cu}_{0,02}$	

Разновидность самородного рутения с повышенным содержанием железа (до 24.2 мас. %) отнесена авторами к самородному железистому рутению. Последний характеризуется меньшими содержаниями осмия (до 17.8 мас. %), иридия (до 16.3 мас. %) и никеля (до 4.5 мас. %), отсутствием примеси мышьяка и сурьмы (табл. 2). Он развивается по зернам самородного рутения в виде губчатых, преимущественно дезинтегрированных на ряд сегментов выделений (рис. 4, *в–е*).

Самородный осмий, также как и самородный рутений, диагностирован только в хромитовой руде из месторождения № 214. Он отмечен в виде идиоморфных шестиугольных зерен размером до 6 мкм внутри зерен хромшпинелидов (рис. 4, *ж–и*). В составе минерала постоянно отмечается примесь иридия (до 44.5 мас. %), иногда – примеси рутения (до 3.2 мас. %) и железа (до 0.1 мас. %) (табл. 2).

Самородный иридий обнаружен внутри зерен хромшпинелидов только в сплошных рудах месторождения № 214. Он образует кубические зерна с высокой степенью идиоморфизма размером до 5 мкм, ассоциирующие с выделениями лаурита, купроиридсита и неназванной фазы Ir,Os(S,As) (рис. 4, *к–м*; рис. 5, *а*). В химическом составе минерала постоянно отмечается примесь осмия (до 32.1 мас. %), реже – незначительные примеси родия (до 0.9 мас. %), платины (до 2.5 мас. %), железа (до 0.2 мас. %) и рутения (до 3.3 мас. %) (табл. 2).

Самородный никель рутенистый (содержание Ru до 25.6 мас. %) распространен ограничено, выявлен только в сплошных хромовых рудах месторождения Центральное. Он образует очень мелкие (размером до 1 мкм) гипидиоморфные включения в халькозине, который, в свою очередь, включен в зерна хромшпинелида (рис. 5, *б*; табл. 2).

Самородная платина распространена крайне ограничено. Она выявлена единожды в сплошной руде месторождения № 214 в виде неправильного дендритоподобного включения размером около 6 мкм (рис. 5, *г*). Из примесей в составе минерала обнаружено только железо (до 2.0 мас. %).

МТР (Ru,Ni,Os,Fe) распространены ограничено, выявлены только в средневкрапленных хромовых рудах месторождения № 214 в виде гипидиоморфных включений размером до 8 мкм внутри зерен хромшпинелидов (рис. 5, *в*). В химическом составе минералов наряду с тугоплавкой триадой постоянно отмечаются примеси никеля (до 51.8 мас. %) и железа (до 9.5 мас. %), иногда – примеси кобальта (до 0.4 мас. %), меди (до 1.4 мас. %) и мышьяка (до 0.5 мас. %) (табл. 2).

Неизвестный интерметаллид родия (Rh,Pt)₃Zn с вариациями состава от (Rh,Pt)₄Zn до (Rh,Pt)₂Zn, как отмечалось выше, является самым распространенным и «сквозным» МПГ, выявленным во всех изученных образцах руды обоих месторождений. Минерал наблюдается как в виде включений в зернах хромшпинелидов (каверны, брекчированные участки), так и в интерстициях между ними. Он образует гипидиоморфные зерна размером до 10 мкм, со своеобразной полосчатой, пористой поверхностью (рис. 5, *д–м*). В состав минерала входят примеси железа (до 2.5 мас. %), меди (до 0.3 мас. %) и никеля (до 0.3 мас. %) (табл. 3).

Сульфиды ЭПГ. Их распространены ограничено по сравнению с первой группой. Они представлены обычной для хромитовых руд ассоциацией дисульфидов ряда лаурит (RuS₂) – эрлихманит (OsS₂) и, реже, кашинитом (Ir,Rh)₂S₃ и купроиридситом CuIr₂S₄.

Минералы ряда лаурит–эрлихманит отмечены во всех образцах изученных хромитовых руд за исключением средневкрапленных руд месторождения № 214. Отдельные зерна достигают размера 10 мкм и часто характеризуются высокой степенью идиоморфизма с хорошо выраженными гранями. Они наблюдаются, главным образом, в виде включений в зернах хромшпинелидов, иногда в тесной ассоциации с самородным иридием и купроиридситом (рис. 4, *к–м*; рис. 6, *а–г*).

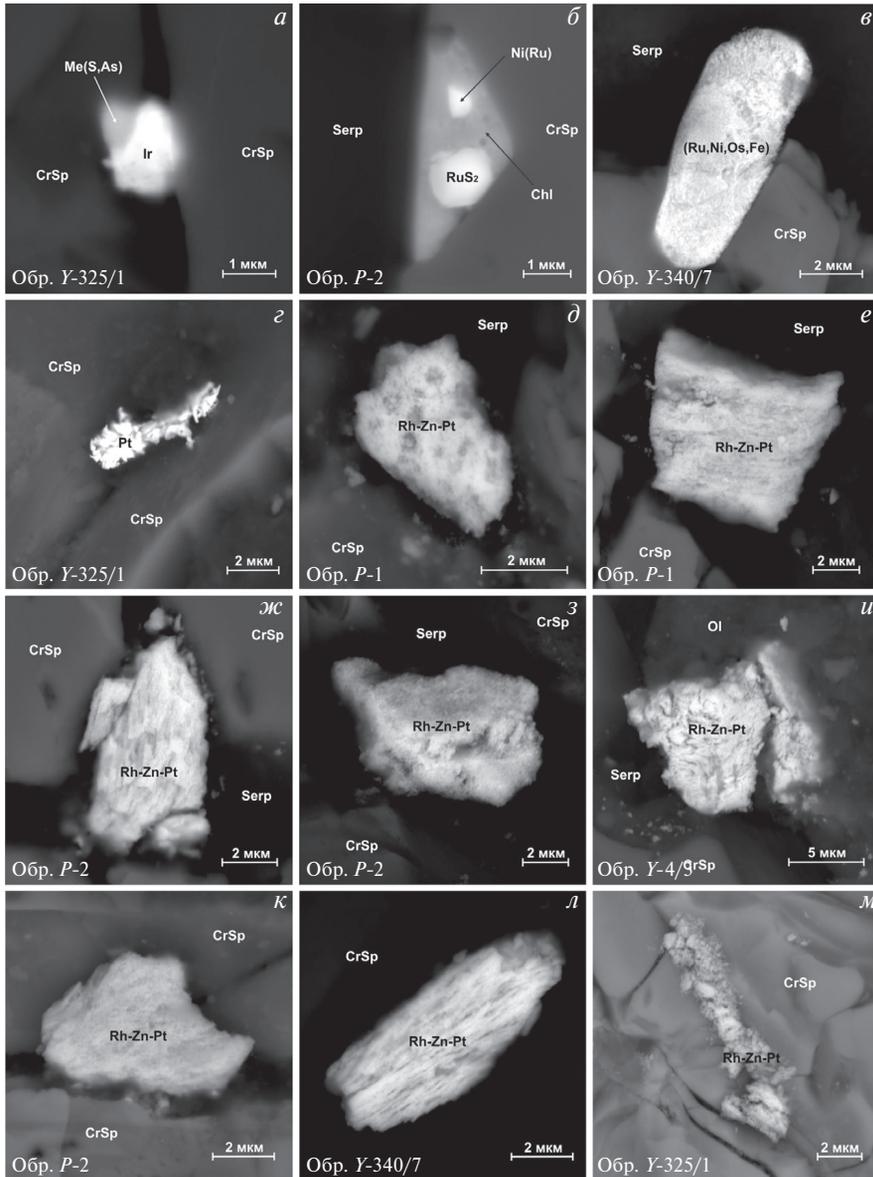


Рис. 5. Микровключения минералов самородных элементов и их сплавов в среднекрупленных (обр. P-1) и сплошных (обр. P-2) хромовых рудах Центрального месторождения, в среднекрупленных (обр. Y-340/7) и сплошных (обр. Y-325/1) хромовых рудах месторождения № 214, массив Рай-Из. Изображения в режиме обратно-рассеянных электронов.

a – замещение неназванным сульфоарсенидом Me (S,As) (ан. 9, табл. 5) самородного иридия (ан. 55, табл. 2) в трещинке зерна хромшпинелида (ан. 4, табл. 1); *б* – включения лаурита (ан. 7, табл. 4) и рутенистого никеля (ан. 58, табл. 2) в халькозине на границе зерна хромшпинелида (ан. 29, табл. 1); *в* – псевдоморфоза МТР (Ru,Ni,Os,Fe) (ан. 60, табл. 2) по осмистому лауриту; *г* – дендритоподобное включение платины (химический состав приведен в тексте) в зерне хромшпинелида (ан. 18, табл. 1); *д–м* – включения неназванного интретметаллида родия (Rh,Pt)₃Zn (ан. 1, 3, 5, 8, 10, 18, 25, 33, табл. 3 соответственно) в хромшпинелиде (ан. 21–24, табл. 1) и серпентиновом цементе. Chl – халькозин; Ol – оливин.

Fig. 5. Microinclusions of minerals of native elements and their alloys in moderately disseminated (sample R-1) and massive (sample R-2) chrome ores of the Central deposit, in moderately disseminated (sample Y-340/7) and massive (sample Y-325/1) chrome ores of deposit № 214, Rai-Iz massif. BSE images.

Таблица 3. Химический состав нового интерметаллида родия (Rh,Pt)₃Zn (мас. %) из хромитовых руд массива Рай-Из**Table 3.** Chemical composition of new rhodium intermetallic compound (Rh,Pt)₃Zn (wt %) from chromite ores of the Rai-Iz massif

№ п/п	Место-рождение	Образец	Rh	Zn	Pt	Ni	Cu	Fe	Сумма	Формула
1	Центральное	P-1-167	78.89	15.16	5.80	—	0.22	—	100.07	Rh _{0,74} Zn _{0,23} Pt _{0,03}
2		P-1-168	84.45	13.30	1.86	—	0.16	—	99.77	Rh _{0,79} Zn _{0,20} Pt _{0,01}
3		P-1-173	79.34	18.32	2.52	—	—	—	100.18	Rh _{0,73} Zn _{0,26} Pt _{0,01}
4		P-1-176	70.55	16.69	12.82	—	—	—	100.06	Rh _{0,68} Zn _{0,25} Pt _{0,07}
5		P-2-124	67.79	17.01	14.48	—	—	0.02	99.3	Rh _{0,66} Zn _{0,26} Pt _{0,08}
6		P-2-122	67.61	17.27	15.09	—	—	0.08	100.06	Rh _{0,66} Zn _{0,26} Pt _{0,08}
7		P-2-143	74.61	22.31	1.80	—	—	—	98.72	Rh _{0,67} Zn _{0,32} Pt _{0,01}
8		P-2-146	75.73	22.29	2.02	—	—	—	100.03	Rh _{0,68} Zn _{0,31} Pt _{0,01}
9		P-2-203	69.08	20.43	9.99	—	—	—	99.5	Rh _{0,65} Zn _{0,30} Pt _{0,05}
10		P-2-205	67.66	20.93	10.35	—	—	—	98.94	Rh _{0,64} Zn _{0,31} Pt _{0,05}
11		P-2-208	79.32	18.93	1.28	—	—	—	99.53	Rh _{0,72} Zn _{0,27} Pt _{0,01}
12		P-4-46	84.71	12.03	2.26	—	—	—	98.99	Rh _{0,81} Zn _{0,18} Pt _{0,01}
13		P-4-49	87.08	10.52	2.51	—	—	—	100.1	Rh _{0,83} Zn _{0,16} Pt _{0,01}
14		P-4-56	66.50	20.89	12.30	—	—	—	99.69	Rh _{0,63} Zn _{0,31} Pt _{0,06}
15		P-4-57	62.05	22.55	14.99	—	—	—	99.59	Rh _{0,59} Zn _{0,34} Pt _{0,07}
16		P-4-59	65.47	22.69	11.27	—	—	—	99.43	Rh _{0,61} Zn _{0,33} Pt _{0,06}
17	№ 214	Y-4/3-13	78.55	17.68	3.05	—	—	—	99.28	Rh _{0,73} Zn _{0,26} Pt _{0,01}
18		Y-4/3-62	77.40	15.04	6.53	—	—	—	98.98	Rh _{0,74} Zn _{0,23} Pt _{0,03}
19		Y-325/1-41	77.16	11.22	11.39	—	—	—	99.76	Rh _{0,76} Zn _{0,18} Pt _{0,06}
20		Y-325/1-44	80.61	14.60	4.21	—	—	—	99.42	Rh _{0,76} Zn _{0,22} Pt _{0,02}
21		Y-325/1-46	75.29	15.21	8.23	—	—	—	98.73	Rh _{0,73} Zn _{0,23} Pt _{0,04}
22		Y-325/1-189	77.03	16.74	6.42	—	—	—	100.19	Rh _{0,72} Zn _{0,25} Pt _{0,03}
23		Y-340/7-70	71.33	14.48	13.02	—	—	—	98.83	Rh _{0,71} Zn _{0,22} Pt _{0,07}
24		Y-340/7-71	77.23	13.18	9.36	—	—	—	99.77	Rh _{0,75} Zn _{0,20} Pt _{0,05}
25		Y-340/7-159	65.58	17.42	15.70	—	—	—	98.69	Rh _{0,65} Zn _{0,27} Pt _{0,08}
26		Y-399/2-6	81.35	12.87	5.66	—	—	—	99.88	Rh _{0,78} Zn _{0,19} Pt _{0,03}
27		Y-399/2-17	77.39	11.49	10.95	—	—	—	99.83	Rh _{0,76} Zn _{0,18} Pt _{0,06}
28		Y-340/7-96	65.31	21.20	12.78	0.26	—	—	99.56	Rh _{0,62} Zn _{0,31} Pt _{0,06} Ni _{0,01}
29		Y-340/7-98	68.07	20.29	10.84	0.26	—	—	99.47	Rh _{0,64} Zn _{0,30} Pt _{0,05} Ni _{0,01}
30		Y-325/1-90	72.22	17.69	9.85	—	0.31	—	100.07	Rh _{0,66} Zn _{0,26} Pt _{0,05} Cu _{0,01}
31		Y-325/1-92	74.10	16.88	8.17	—	0.28	—	99.43	Rh _{0,76} Zn _{0,25} Pt _{0,04} Cu _{0,01}
32		Y-325/1-142	82.56	14.04	1.75	—	—	1.49	99.84	Rh _{0,76} Zn _{0,20} Fe _{0,03} Pt _{0,01}
33		Y-325/1-144	81.69	12.57	2.09	—	—	2.52	98.86	Rh _{0,76} Zn _{0,19} Fe _{0,04} Pt _{0,01}

Дисульфиды образуют практически непрерывный изоморфный ряд. При этом если в средневкрапленных рудах Центрального месторождения лаурит представлен почти чистой рутениевой разновидностью (табл. 4, ан. 1–3) и переходными фазами (табл. 4, ан. 4–6), то в сплошных хромитовых рудах отмечены промежуточные разновидности (табл. 4, ан. 7–11) и чисто осмиевый конечный член изоморфного ряда – эрлихманит (табл. 4, ан. 12–13). В качестве непостоянной

Таблица 4. Химический состав сульфидов ЭПГ (мас. %) из хромитовых руд массива Рай-Из
Table 4. Chemical composition of sulfides of PGE (wt %) from chromite ores of the Rai-Is massif

№ п/п	Ме-сто-ро-ж-де-ние	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Ni	Cu	S	Сумма	Формула
Дисульфиды ряда лауриг (RuS ₂) – эрлихманит (OsS ₂)												
1		P-1-96	59.77	–	–	–	–	0.30	–	38.53	98.60	(Ru _{0,98} Ni _{1,01}) _{0,99} S _{2,01}
2		P-1-97	60.74	–	–	–	–	–	–	38.48	99.22	Ru _{1,00} S _{2,00}
3		P-1-98	61.02	–	–	–	–	0.24	–	38.50	99.76	(Ru _{1,00} Ni _{1,01}) _{1,01} S _{1,99}
4		P-1-154	40.06	19.30	5.40	–	–	–	–	35.00	99.76	(Ru _{0,73} Os _{0,19} Ir _{0,05}) _{0,97} S _{2,03}
5		P-1-155	39.53	19.26	5.50	–	–	–	–	34.57	98.85	(Ru _{0,73} Os _{0,19} Ir _{0,05}) _{0,97} S _{2,03}
6		P-1-156	40.28	18.84	5.25	–	–	–	–	34.99	99.36	(Ru _{0,73} Os _{0,18} Ir _{0,05}) _{0,96} S _{2,04}
7	Цен-траль-	P-2-75	41.05	16.00	8.14	–	–	0.53	–	32.95	98.67	(Ru _{0,79} Os _{0,16} Ir _{0,08} Ni _{0,02}) _{1,05} S _{1,95}
8	ное	P-2-76	39.42	18.35	8.89	–	–	0.53	–	33.10	100.30	(Ru _{0,75} Os _{0,19} Ir _{0,09} Ni _{0,02}) _{1,05} S _{1,95}
9		P-2-167	53.05	4.20	4.08	–	–	–	–	37.62	98.95	(Ru _{0,89} Os _{0,04} Ir _{0,04}) _{0,97} S _{2,03}
10		P-2-168	53.06	4.49	4.24	–	–	0.20	–	37.41	99.40	(Ru _{0,90} Os _{0,04} Ir _{0,04} Ni _{0,01}) _{0,99} S _{2,01}
11		P-2-169	51.94	4.66	4.92	–	–	–	–	37.99	99.51	(Ru _{0,87} Os _{0,04} Ir _{0,04}) _{0,95} S _{2,05}
12		P-4-33	–	60.64	13.33	–	–	–	–	25.37	99.34	(Os _{0,81} Ir _{0,17}) _{0,98} S _{2,02}
13		P-4-34	–	60.01	14.08	–	–	–	–	25.52	99.61	(Os _{0,79} Ir _{0,18}) _{0,97} S _{2,03}
14		Y-325/1-63	41.16	14.03	10.06	–	–	–	–	34.09	99.33	(Ru _{0,76} Os _{0,14} Ir _{0,10}) _{1,00} S _{2,00}
15		Y-325/1-64	41.23	14.31	9.74	–	–	–	–	34.22	99.49	(Ru _{0,76} Os _{0,14} Ir _{0,09}) _{0,99} S _{2,01}
16		Y-325/1-65	41.51	13.90	9.80	–	–	–	–	33.85	99.06	(Ru _{0,78} Os _{0,14} Ir _{0,09}) _{1,01} S _{1,99}
17		Y-325/1-100	38.98	17.09	10.21	–	–	–	–	33.76	100.04	(Ru _{0,73} Os _{0,17} Ir _{0,10}) _{1,00} S _{2,00}
18		Y-325/1-101	39.15	16.83	9.66	–	–	–	–	33.30	98.95	(Ru _{0,75} Os _{0,17} Ir _{0,09}) _{1,01} S _{1,99}
19	№ 214	Y-325/1-102	39.77	16.35	9.55	–	–	–	–	33.08	98.75	(Ru _{0,76} Os _{0,17} Ir _{0,09}) _{1,02} S _{1,98}
20		Y-325/1-155	41.57	11.32	11.44	–	–	–	–	34.61	98.94	(Ru _{0,76} Os _{0,11} Ir _{0,11}) _{0,98} S _{2,02}
21		Y-325/1-156	42.06	11.30	11.16	–	–	–	–	34.46	98.98	(Ru _{0,77} Os _{0,11} Ir _{0,11}) _{0,99} S _{2,01}
22		Y-325/1-157	42.42	11.44	11.26	–	–	–	–	34.74	99.86	(Ru _{0,77} Os _{0,11} Ir _{0,11}) _{0,99} S _{2,01}
23		Y-325/1-158	41.88	11.36	11.08	–	–	–	–	34.42	98.74	(Ru _{0,77} Os _{0,11} Ir _{0,11}) _{0,99} S _{2,01}

Таблица 4 (окончание)

№ п/п	Ме- сто- рож- дение	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Ni	Cu	S	Сумма	Формула
24		У-325/1-110	20.06	37.68	11.26	—	—	—	—	29.73	98.73	$(\text{Ru}_{0,43}\text{Os}_{0,43}\text{Ir}_{0,13})_{0,99}\text{S}_{2,01}$
25		У-325/1-111	20.24	37.97	11.04	—	—	—	—	30.17	99.43	$(\text{Ru}_{0,43}\text{Os}_{0,42}\text{Ir}_{0,12})_{0,97}\text{S}_{2,03}$
26		У-325/1-112	20.51	38.19	11.03	—	—	—	—	30.45	100.17	$(\text{Ru}_{0,43}\text{Os}_{0,42}\text{Ir}_{0,12})_{0,97}\text{S}_{2,03}$
Кашинит $(\text{Ir, Rh})_2\text{S}_3$												
27		У-325/1-124	—	—	76.44	2.89	—	—	—	20.23	99.56	$(\text{Ir}_{1,89}\text{Rh}_{0,13})_{2,02}\text{S}_{2,98}$
28	№ 214	У-325/1-125	—	—	76.20	3.37	—	—	—	20.61	100.19	$(\text{Ir}_{1,85}\text{Rh}_{0,15})_{2,00}\text{S}_{3,00}$
29		У-325/1-126	—	—	75.74	3.29	—	—	—	20.37	99.40	$(\text{Ir}_{1,86}\text{Rh}_{0,15})_{2,01}\text{S}_{2,99}$
Купроиридсит CuIr_2S_4												
30	Цен- траль- ное	Р-4-35	—	—	67.55	—	—	—	10.34	21.61	99.49	$\text{Cu}_{0,97}\text{Ir}_{2,08}\text{S}_{3,95}$
31		Р-4-36	—	—	67.97	—	—	—	10.32	21.46	99.75	$\text{Cu}_{0,97}\text{Ir}_{2,11}\text{S}_{3,92}$
32		Р-4-37	—	—	67.74	—	—	—	10.24	21.49	99.47	$\text{Cu}_{0,96}\text{Ir}_{2,10}\text{S}_{3,94}$
33		У-325/1-60	2.87	1.89	55.52	3.06	2.45	0.39	10.18	23.02	99.38	$\text{Cu}_{0,89}(\text{Ir}_{1,61}\text{Rh}_{0,17}\text{Ru}_{0,16}\text{Pt}_{0,07}\text{Os}_{0,05}\text{Ni}_{0,04})_{2,10}\text{S}_{4,01}$
34		У-325/1-61	2.27	2.36	54.39	2.89	1.87	0.44	10.48	23.32	100.02	$\text{Cu}_{0,91}(\text{Ir}_{1,61}\text{Rh}_{0,15}\text{Ru}_{0,12}\text{Os}_{0,07}\text{Pt}_{0,05}\text{Ni}_{0,04})_{2,04}\text{S}_{4,05}$
35	№ 214	У-325/1-62	3.09	2.00	54.83	2.96	2.68	0.42	9.88	23.41	99.26	$\text{Cu}_{0,85}(\text{Ir}_{1,57}\text{Rh}_{0,21}\text{Pt}_{0,19}\text{Ru}_{0,13}\text{Os}_{0,06}\text{Ni}_{0,04})_{2,07}\text{S}_{4,08}$
36		У-325/1-98	2.39	1.67	52.16	3.69	6.60	—	10.05	22.23	98.78	$\text{Cu}_{0,91}(\text{Ir}_{1,57}\text{Rh}_{0,21}\text{Pt}_{0,19}\text{Ru}_{0,13}\text{Os}_{0,05})_{2,15}\text{S}_{3,94}$
37		У-325/1-99	5.20	4.18	49.57	3.44	5.16	—	9.38	23.11	100.03	$\text{Cu}_{0,82}(\text{Ir}_{1,43}\text{Ru}_{0,28}\text{Rh}_{0,19}\text{Pt}_{0,15}\text{Os}_{0,12})_{2,17}\text{S}_{4,01}$

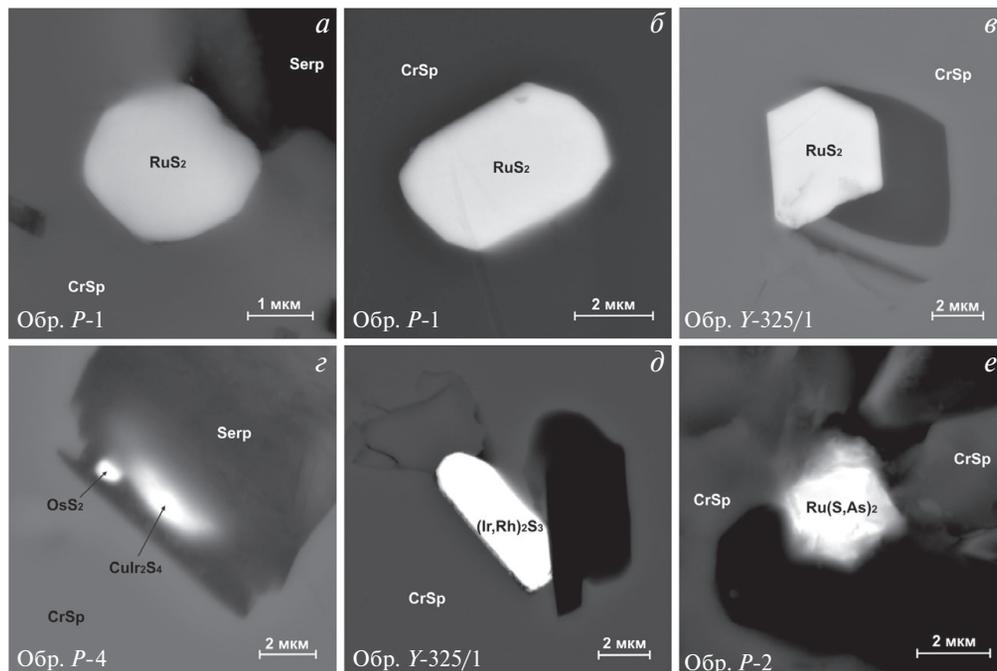


Рис. 6. Микрофотографии аксессуарных сульфидов и сульфоарсенидов ЭПГ в средневкрапленных (обр. P-1) и сплошных (обр. P-2, обр. P-4) хромовых рудах Центрального месторождения и в сплошных (обр. Y-325/1) хромовых рудах месторождения № 214, массив Рай-Из. Изображения в режиме обратно-рассеянных электронов.

a–в – идиоморфные включения лаурита (ан. 2, 4, 20, табл. 4 соответственно) в хромшпинелиде (ан. 9–10, табл. 1); *г* – включения купроирридита (ан. 30, табл. 4) и эрликманита (ан. 12, табл. 4) в каверне хромшпинелида (ан. 12, табл. 1), «залеченной» серпентином; *д* – идиоморфное зерно кашинита (ан. 27, табл. 4) в хромшпинелиде (ан. 13, табл. 1); *е* – включение мышьяксодержащего лаурита (ан. 1, табл. 5) в хромшпинелиде. Изображения в режиме обратно-рассеянных электронов.

Fig. 6. Microphotographs of accessory sulfides and sulfoarsenides of PGE in moderately disseminated (sample R-1) and massive (sample R-2, sample R-4) chrome ores of the Central deposit and in massive (sample Y-325/1) chrome ores of the deposit No 214, Rai-Iz massif. BSE images.

изоморфной примеси в химическом составе дисульфидов присутствует никель (до 0.5 мас. %).

В сплошных хромитовых рудах месторождения № 214 выявлены только переходные формы лаурита с содержанием осмия от 11.3 до 38.2 мас. % и иридия от 9.6 до 11.4 мас. %. (табл. 4, анализы 14–26).

Кашинит распространен ограничено, отмечен только в сплошных рудах месторождения № 214, где он формирует обособленные идиоморфные включения размером до 7 мкм в зернах хромшпинелидов (рис. 6, *д*; табл. 4).

Купроирридит также характеризуется ограниченным распространением. Он диагностирован только в сплошных хромитовых рудах обоих месторождений в виде гипидиоморфных включений размером до 4 мкм в зернах хромшпинелидов в тесной ассоциации с самородным иридием и лауритом или эрликманитом (рис. 4, *к*, *л*; рис. 6, *г*). Химический состав купроирридита Центрального месторождения характеризуется абсолютной «стерильностью» в отношении других металлов. Однако данный минерал в месторождении № 214 обнаруживает постоянную незначительные

примеси рутения (до 5.2 мас. %), осмия (до 4.2 мас. %), родия (до 3.7 мас. %), платины (до 6.6 мас. %) и никеля (до 0.4 мас. %) (табл. 4).

Сульфоарсениды ЭПГ. Распространены ограниченно в изученных образцах из обоих месторождений. Данная группа по результатам рентгеноспектрального анализа подразделяется на два типа соединений: мышьяк содержащие дисульфиды и неназванную фазу Ir,Os(S,As).

Первый тип по главным компонентам и их атомным количествам идентичен дисульфидам лаурит-эрлихманитового ряда. Главная особенность минералов этой подгруппы заключается в том, что в лигандной группировке часть серы замещена мышьяком (содержание As до 4.2 мас. %) и, таким образом, эта подгруппа является переходной к достаточно распространенным сульфоарсенидным фазам. Также в составе этих минералов возрастает роль иридия (до 29.6 мас. %), а в отдельных зернах обнаруживается примесь родия (до 4.2 мас. %) (табл. 5).

Мышьяк содержащие дисульфиды наблюдаются в виде гипидиоморфных и округлых включений размером до 3 мкм, заключенных внутри зерен хромшпинелидов или халькозина (рис. 6, е). Ранее подобные минералы описывались в хромитовых рудах Кемпирсайского (Южный Урал), Алапаевского (Средний Урал), Верх-Нейвинского (Средний Урал), Харчерузского (Полярный Урал) и Агардагского (республика Тыва) ультрамафитовых массивов (Мурзин, Сустанов, 2000; Дистлер и др., 2003; Юричев и др., 2020; Юричев, 2022; Yurichev et al., 2021; Мурзин и др., 2023).

Сульфоарсениды состава Ir,Os(S,As), где в катионной группе доминирует иридий (до 56.6 мас. %), а также постоянно присутствуют осмий (до 17.2 мас. %), рутений (до 1.6 мас. %) и родий (до 1.9 мас. %), встречены в виде единичных микроскопических включений (размером до 1 мкм) в зернах хромшпинелидов из сплошных руд месторождения № 214, нередко в ассоциации с самородным иридием (рис. 5, а; табл. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В разномасштабных хромитовых проявлениях в альпинотипных ультрамафитах различных регионов мира практически всегда присутствует акцессорные МПГ. Это доказывает существование общих условий концентрирования и кристаллизации этих минералов и хромшпинелидов. В настоящее время такая пространственная и генетическая связь является общепризнанной (Талхаммер, 1996; Zhou et al, 1996; Melcher et al, 1997 и др.).

Хромитообразование неразрывно связано с процессом частичного плавления мантийного субстрата, минералогически и геохимически близкого к лерцолиту (Савельева, 1987). Частичное плавление мантийного вещества при адиабатической декомпрессии ведет к образованию базальтовой выплавки и комплементарного ей тугоплавкого остатка (Mysen, Kushiro, 1977). В экспериментах по плавлению лерцолитов установлено, что наиболее легкоплавкими фазами в них являются клинопироксен и глиноземистая шпинель, затем в расплав переходят ромбические пироксены, наиболее тугоплавким компонентом является оливин (Шинкарёв, Иваников, 1983). В результате плавления образуется «базальтовая» (расплав) и «оливиновая» (рестит) составляющие. В базальтовом расплаве преимущественно концентрируются щелочи, алюминий, кальций, титан, большая часть железа, а в рестите — тугоплавкие компоненты, в первую очередь магний и никель, а также хром и ЭПГ. При этом для хрома более свойственно накапливаться в тугоплавком остатке в виде собственной минеральной фазы — хромшпинелида, причем содержание последнего будет расти одновременно с ростом степени деплетированности субстрата. Вероятно, при этом также будет расти хромистость рестита за счет выноса глинозема в составе базальтовой выплавки. Подобная закономерность (увеличение хромистости по

Таблица 5. Химический состав мышьяксодержащих дисульфидов и сульфосарсенидов ЭПГ (мас. %) из хромитовых руд массива Рай-Из
Table 5. Chemical composition of arsenic-containing disulfides and sulfosarsenides of PGE (wt. %) from chromite ores of the Rai-Is massif

№ п/п	Ме-стожение	Образец	Ru	Os	Ir	Rh	Pt	Ni	Cu	Fe	S	As	Sb	Сумма	Формула
Мышьяксодержащие дисульфиды ряда лаурит – эрлихманит															
1		P-2-134	46.77	9.29	6.48	–	–	–	–	–	35.89	1.09	–	99.51	$(\text{Ru}_{0,82}\text{Os}_{0,09}\text{Ir}_{0,06})_{0,97}(\text{S}_{2,00}\text{As}_{0,03})_{2,03}$
2	Центральное	P-2-135	47.05	9.39	6.28	–	–	–	–	–	35.82	1.31	–	99.85	$(\text{Ru}_{0,82}\text{Os}_{0,09}\text{Ir}_{0,06})_{0,97}(\text{S}_{2,00}\text{As}_{0,03})_{2,03}$
3		P-2-136	46.26	9.23	7.18	–	–	–	–	–	35.35	1.27	–	99.30	$(\text{Ru}_{0,82}\text{Os}_{0,09}\text{Ir}_{0,07})_{0,98}(\text{S}_{1,99}\text{As}_{0,03})_{2,02}$
4		P-4-132	–	60.09	3.72	–	–	4.24	–	0.17	28.30	1.61	–	98.12	$(\text{Os}_{0,70}\text{Ni}_{0,16}\text{Ir}_{0,04}\text{Fe}_{0,01})_{0,91}(\text{S}_{2,04}\text{As}_{0,05})_{2,09}$
5		P-4-133	–	60.05	2.96	–	–	5.47	–	0.21	28.71	1.58	–	98.98	$(\text{Os}_{0,69}\text{Ni}_{0,20}\text{Ir}_{0,03}\text{Fe}_{0,01})_{0,93}(\text{S}_{2,02}\text{As}_{0,05})_{2,07}$
6		Y-325/1-205	19.09	16.72	29.59	4.15	–	–	–	–	26.35	4.00	–	99.90	$(\text{Ru}_{0,43}\text{Ir}_{0,35}\text{Os}_{0,20}\text{Rh}_{0,09})_{1,07}(\text{S}_{1,81}\text{As}_{0,12})_{1,93}$
7	№ 214	Y-325/1-207	19.10	22.86	25.20	2.22	–	–	–	–	25.90	4.19	–	99.46	$(\text{Ru}_{0,44}\text{Ir}_{0,30}\text{Os}_{0,28}\text{Rh}_{0,05})_{1,07}(\text{S}_{1,80}\text{As}_{0,13})_{1,93}$
8		Y-325/1-208	16.59	24.44	28.10	2.28	–	–	–	–	26.18	2.47	–	100.06	$(\text{Ru}_{0,39}\text{Ir}_{0,34}\text{Os}_{0,30}\text{Rh}_{0,05})_{1,08}(\text{S}_{1,84}\text{As}_{0,08})_{1,92}$
Ir, Os(S,As)															
9	№ 214	Y-325/1-28	1.58	16.42	55.90	1.91	–	–	–	–	7.39	16.15	–	99.35	$(\text{Ir}_{0,65}\text{Os}_{0,19}\text{Ru}_{0,04}\text{Rh}_{0,04})_{0,92}(\text{S}_{0,60}\text{As}_{0,48})_{1,08}$
10		Y-325/1-29	1.53	17.16	56.58	1.71	–	–	–	–	–	6.65	15.83	–	99.46

мере уменьшения глиноземистости) хорошо прослеживается в химическом составе изученных рудных хромшпинелидов (табл. 1); подобная закономерность отмечалась и ранее (Макеев, 1992; Перевозчиков, 1998; Леснов и др., 2008; Юричев, 2017, и др.).

Хромшпинелиды в дунитовом теле находятся в рассеянном состоянии и для концентрации их в рудные тела необходима дальнейшая дифференциация рестиита. Одним из наиболее вероятных ее механизмов, очевидно, является пластическое течение вещества, признаки которого неоднократно были отмечены в породах массива Рай-Из (Гончаренко, 1989; Строение..., 1990; Шмелев, 2011; Вахрушева и др., 2017).

Таким образом, концентрирование МПГ и хромшпинелидов в массиве Рай-Из, по-видимому, было связано с мобилизацией хрома и ЭПГ из несмесимой рудно-силикатной жидкости, отделившейся от большого объема «материнского» лерцолитового субстрата (содержащего ЭПГ в состоянии рассеяния) в ходе его частичного плавления. Дальнейшая судьба тугоплавких ЭПГ, очевидно, определялась их концентрированием в виде микровключений самородных элементов и их сульфидов в сингенетично кристаллизующихся зернах высокомагнезиального хромшпинелида.

Очевидно, что к наиболее ранним мантийно-магматическим образованиям (первичной ассоциации) среди изученных МПГ относятся самородные осмий, Иг-содержащий осмий, иридий и сульфиды (дисульфиды лаурит-эрлихманитового ряда, кашинит и купроиридсит), что обусловлено, в первую очередь, высокой степенью идиоморфизма включений, а также их нередкими полифазными (двух и трехминеральными) формами нахождения и «стерильными» в отношении других цветных металлов химическими составами. При этом, если осмий и иридий преимущественно отмечаются в виде самородных форм, то рутений – в виде сульфида – лаурита. Такой парагенезис первичных Os–Ir–Ru-сульфидов и сплавов типичен для подиформных хромитовых руд многих массивов Урала (Аникина и др., 1993; Melcher et al., 1997; Garuti et al., 1999; Гурская и др., 2004; Zaccarini et al., 2008; Zaccarini et al., 2016).

Показано, что МПГ из хромитовых руд массива характеризуются аномально высокими содержаниями иридия, что выражается не только в его постоянном присутствии в химическом составе минералов осмия и рутения, но и наличии самородной формы, а также образовании специфических сульфидов (кашинита, купроиридсита). Подобная закономерность отмечалась и ранее (Pasava et al., 2011).

Такой парагенезис первичных МПГ, по нашему мнению, указывает на их отложение в необычно широком диапазоне фугитивности серы и температуры по сравнению с хромитовыми рудами из других офиолитовых комплексов. Такие условия, по-видимому, свойственны хромитобразующей системе флюидно-метасоматизированной верхней мантии (при высокой активности флюидов) (Melcher et al., 1997; Garuti et al., 1999;).

С учетом того, что конечный парагенезис МПГ (сульфиды–сплавы) зависит от начальной fS_2 и времени кристаллизации хромшпинелида (Garuti et al., 1999; Zaccarini et al., 2018), выявленная первичная ассоциация МПГ в массиве Рай-Из указывает, что фугитивность серы изначально была настолько низкой, что позволила осаждение самородных осмия и иридия. При дальнейшем повышении fS_2 эти зерна смогли сосуществовать с лауритом и, вероятно, кашинитом. Замещение рутения на осмий в составе лаурита увеличивалось с понижением температуры, вплоть до поля эрлихманита. Выявленный купроиридсит, вероятно, вошел в свою область стабильности при более высоких значениях fS_2 и более низких температурах, что объясняет его исключительную ассоциацию с самородным иридием и лауритом, богатым осмием или эрлихманитом. Вслед за образованием купроиридсита произошла кристаллизация хромшпинелидов, что предотвратило повторное уравнивание включений МПГ в связи с их «запечатыванием» во вмещающих зернах хромшпинелидов.

Образование остальных самородных минералов и интерметаллидов ЭПГ с участием подвижных металлов (Ni, Cu, Zn, Mn, As) и выносом части сульфидной серы связывается авторами с последующим метаморфическим преобразованием первичных МПГ, которые «распечатывались» из зерен хромшпинелидов, в процессе катаклаза последних, и подвергались воздействию преобразующих флюидов. Вновь образующиеся вторичные МПГ формировались либо на месте первичных МПГ, нередко сохраняя контуры первоначального габитуса зерна, либо, в процессе ремобилизации ЭПГ, выносились в зоны трещиноватости хромшпинелидов и интерстиции между такими зернами.

При этом в более «свежих», практически не измененных хромовых рудах Центрального месторождения к таким МПГ относятся самородный рутенистый никель, неназванный интерметаллид $(\text{Rh}, \text{Pt})_3\text{Zn}$ и мышьяксодержащие дисульфиды лаурит-эрлихманитового ряда. Руды месторождения № 214 были изменены в условиях более высокой фации метаморфизма прогрессивного этапа, о чем свидетельствуют признаки катаклаза, повсеместное развитие в рудах хлорита-кеммерерита, магнетитовые каймы на зернах хромшпинелида, а также присутствие антигорита во вмещающих породах. Подобный вывод находит подтверждение в монографиях (Макеева, Брянчанинова, 1999; Вахрушева и др., 2017). В целом более интенсивное метаморфическое преобразование хромитовых руд месторождения № 214 обусловило их обильное насыщение вторичными МПГ, среди которых выделены самородный рутений и его железистая разновидность, самородная платина, мышьяксодержащий лаурит, неназванный сульфоарсенид $\text{Ir}, \text{Os}(\text{S}, \text{As})$ и новый интерметаллид $(\text{Rh}, \text{Pt})_3\text{Zn}$.

Как показывают исследования А.Б. Макеева, в эволюции платиноносных альпинотипных ультрамафитов Урала выделяется два этапа метаморфизма: регионально-метаморфический (регрессивный автометаморфизм) и контактово-метаморфический (прогрессивный) (Макеев, 1992; Макеев, Брянчанинова, 1999). Этапу регионального метаморфизма соответствует процесс серпентинизации (лизардитизации) силикатов. Продуктами реакций гидратации также являются актинолит, тальк, железо-никелевые сульфиды. Контактново-метаморфический (прогрессивный) этап минералообразования связан со вторичным прогревом ультраосновных массивов под воздействием внедряющихся соседних интрузий разного возраста и состава. Индикаторной минеральной ассоциацией этого этапа является антигорит-магнетитовая.

Проведенные исследования позволяют предположить, что выявленные вторичные МПГ сформировались преимущественно в регионально-метаморфический (регрессивный этап) о чем также свидетельствует их постоянная тесная ассоциация с халькозином и лизардитом. Сюда отнесены самородный рутений, самородный рутенистый никель, неназванный МТР $(\text{Ru}, \text{Ni}, \text{Os}, \text{Fe})$, мышьяксодержащие дисульфиды лаурит-эрлихманитового ряда и неназванный сульфоарсенид $\text{Ir}, \text{Os}(\text{S}, \text{As})$.

Неправильные (бесформенные) выделения самородного рутения в катаклазированных зернах хромшпинелидов и серпентиновых интерстициях, вероятно являются стандартным продуктом десульфуризации лаурита при серпентинизации.

МТР $(\text{Ru}, \text{Ni}, \text{Os}, \text{Fe})$, характеризующиеся губчатой (пористой) структурой, очевидно, также являются продуктом десульфуризации самородного осмистого лаурита, сопровождающейся привносом никеля и железа (из преобразуемого оливина) и частичным выносом рутения. Последний, вероятно, отчасти концентрировался в образующемся синхронно самородном рутенистом никеле.

В настоящее время в мировой литературе присутствуют многочисленные свидетельства метаморфического преобразования первичных $\text{Os}-\text{Ir}-\text{Ru}$ -сульфидов изоморфного ряда лаурит-эрлихманит в результате их десульфуризации (Stockman, Hlava, 1984; Garuti, Zaccarini, 1997; Bai et al., 2000; Мурзин и др., 2023). При этом на начальной и средней стадиях данный процесс имеет диффузионную природу и не

приводит к изменению агрегатного состояния минерального вещества (Малич и др., 2016). Свидетельством являются псевдоморфозы по лауристу (рис. 4, д; рис. 5, в).

Наложенное развитие мышьяксодержащих сульфидов и сульфоарсенидов Ru, Os и Ir также связывается с процессом серпентинизации, вызывающим вынос части сульфидной серы из лигандной группировки минералов. Этот процесс сопровождается увеличением в химическом составе МПГ роли иридия, а также привносом подвижных при серпентинизации родия, никеля и железа. Прямая зависимость между содержаниями иридия и мышьяка объясняется «разрыхлением» структуры лауриста и эрлихманита за счет вхождения мышьяка, что стимулирует, в свою очередь, вхождение в них иридия (Мурзин, Сустанов, 2000).

Самородный железистый рутений, развивающийся по самородному рутению, самородная платина и новый интерметаллид родия (Rh,Pt)₃Zn авторы склонны связывать с контактово-метаморфическим (прогрессивным антигоритовым) этапом метаморфизма, связанным с внедрением габброидов. Об этом свидетельствуют морфология зерен и своеобразная губчато-пористая структура данных МПГ, их обнаружение преимущественно в катаклазированных, брекчированных зернах хромшпинелидов, интенсивное развитие в интерстициях хлорит-кеммерерит-магнетитовых агрегатов и присутствие антигорита во вмещающих породах.

Отнесение к данному этапу неназванного интерметаллида (Rh,Pt)₃Zn подтверждается тем, что цинковые минералы, в том числе вюртцит и природная латунь (самородная цинкистая медь) диагностированы ранее именно в антигоритовых серпентинитах вблизи Центрального месторождения (Макеев и др., 1999; Yang et al., 2015). При этом привнос цинка, вероятно, мог осуществляться из зерен хромшпинелидов, где его содержание по нашим данным составляет до 0.16 мас. % (табл. 1), а по ранее полученным данным может составлять до 0.4 мас. % (Вахрушева и др., 2017). Определенный интерес представляет то, что ранее данный интерметаллид был нами также диагностирован в хромитовых рудах Кемпирсайского массива (Южный Урал) (Юричев, Чернышов, 2018; Юричев и др., 2019).

ВЫВОДЫ

1. В ходе настоящего исследования минералогия МПГ массива Рай-Из расширена с 24 ранее выделенных минералов [самородные иридий, осмий, рутений, рутениридосмит, лаурист, эрлихманит, купроиридсит, кашинит, толовскит, ирарсит, холлингвортит, руарсит, руарсенит, черепановит, родиевый пентландит (с содержанием Rh до 8 мас. %), изоферроплатина, родистая изоферроплатина (с содержанием Rh до 2.7 мас. %), медисто-никелистая тетраферроплатина, неназванные сульфиды Ir₂(Ni,Cu,Fe)₄S₇, (Ni,Ir,Fe,Rh,Cu)S, (Cu,Ni,Os,Fe)₅S₆, (Ni,Fe,Cu)₂(Ir,Rh)S₃ и (Ni,Fe,Cu)₂(Ir,Rh)S₄ и неназванный арсенид (Rh,Ni)₂As)] до 31. Впервые выявлены и охарактеризованы самородные железистый рутений, никель рутенистый (иридиристо-рутенистый), самородная платина, новый интерметаллид (Rh,Pt)₃Zn с содержанием родия до 88 мас. %, мышьяксодержащие дисульфиды ряда лаурист–эрлихманит (с содержанием As до 4.2 мас. %), а также неназванный сульфоарсенид с формулой Ir,Os(S,As). Впервые обнаружены зерна самородного рутения с высоким содержанием рутения до 80.5 мас. %, наряду с ранее охарактеризованным минералом с содержанием рутения до 36.8 мас. % (рис. 7, а).

2. Все МПГ месторождения № 214 были выделены в концентрате технологических проб (Гурская и др., 2004; Yang et al., 2015). В ходе настоящего исследования в аншлифах хромитовой руды из месторождения № 214 диагностировано 12 МПГ из 15 ранее выделенных, что полностью подтверждает предположение о наиболее

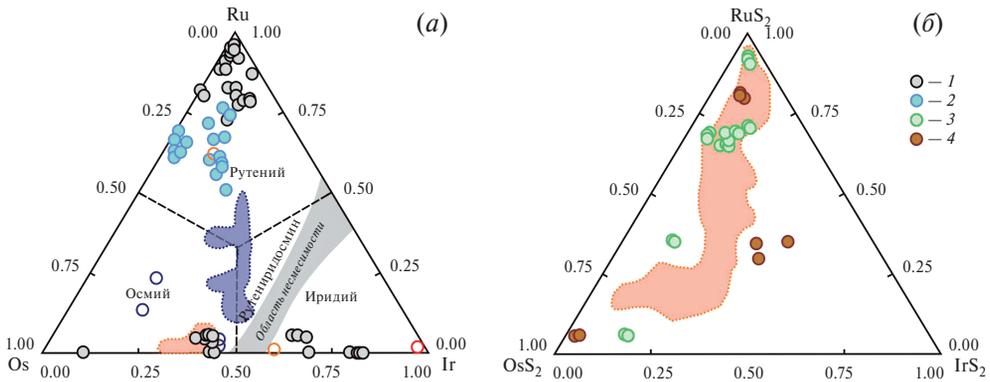


Рис. 7. Тройные диаграммы для МПГ из хромовых руд массива Рай-Из: состав самородных осмия, иридия и рутения (1), в том числе содержащих примеси Fe, Ni и Cu (2). Поле несмесимости по (Harris, Cabri, 1991) (а); состав минералов ряда лаурит-эрлихманит (3), в том числе мышьяксодержащих разновидностей (4) (б). Оконтурированы поля составов (красные и синие кружки – отдельные анализы) по данным предшествующих работ: красное поле (Строев..., 1990; Аникина, 1995; Гурская и др., 2004;), синее поле (Yang et al., 2015; Макеев, Брянчаннинова, 2017).

Fig. 7. Ternary diagrams for PGMs from chrome ores of the Rai-Iz massif: composition of native osmium, iridium and ruthenium (1), including those containing Fe, Ni and Cu impurities (2). Immiscibility field according to (Harris, Cabri, 1991) (a); composition of minerals of laurite-erlichmanite series (3), including arsenic-containing varieties (4) (b). Fields of compositions are contoured (red and blue circles – individual analyses) according to data from previous works: red field (Structure..., 1990; Anikina, 1995; Gurskaya et al., 2004;), blue field (Yang et al., 2015; Makeyev, Bryanchaninova, 2017).

разнообразной минералогии МПГ данного месторождения массива Рай-Из (Гурская и др., 2004; Ширяев, 2021).

3. Распространенность и минеральное разнообразие МПГ массива Рай-Из зависят от густоты вкрапленности хромовых руд, степени их катаклаза и метаморфического преобразования. Так, в практически неизменных рудах Центрального месторождения обнаружено только 7 МПГ, среди которых преобладают дисульфиды лаурит-эрлихманитового ряда и полностью, за исключением самородного рутенистого никеля и нового интерметаллида родия (Rh,Pt)₃Zn, отсутствуют минералы самородных элементов и их сплавы. И наоборот, заметно катаклазированные и метаморфизованные хромитовые руды месторождения № 214 обнаруживают в своем составе 12 МПГ, среди которых преобладает группа самородных минералов (самородные рутений, железистый рутений, осмий, иридий и платина).

Отмечено, что сплошные хромовые руды характеризуются более широким минеральным разнообразием МПГ, чем средневкрапленные. Из 7 диагностированных МПГ в рудах Центрального месторождения в средневкрапленных рудах найдено 2 минерала, а в сплошных – все 7. Из 12 МПГ, обнаруженных в рудах месторождения № 214, в средневкрапленных выявлено 5 минералов, а в сплошных – 11.

4. Диагностированные минералы самородных металлов и дисульфиды лаурит-эрлихманитового ряда по химическому составу хорошо сопоставляются с ранее полученными данными, расширяя и дополняя их (рис. 7). Отмечено, что если дисульфиды в основном соответствуют рутениевому сульфиду – лауриту, то более поздние мышьяксодержащие дисульфиды представлены осмиевой или осмий-иридиевой разновидностями.

5. Проведенное изучение МПГ из хромитовых руд месторождений Центральное и № 214 позволяет сделать вывод, что в них сохранены комплексы платиноидов, отражающие особенности верхнемантийного глубинного минералообразования. К таким

мантейно-магматическим образованиям авторы склонны отнести самородные осмий, Ir-содержащий осмий, иридий и сульфиды (дисульфиды лаурит-эрлихманитового ряда, кашинит и купроиридсит). Образование остальных самородных минералов и интерметаллидов ЭПГ, происходившее с участием подвижных металлов (Ni, Cu, Zn, Mn, As) и сопровождавшееся выносом части сульфидной серы, связывается с последующим метаморфическим преобразованием первичных МПГ, которые «распечатывались» из зерен хромшпинелидов в процессе катаклаза последних и подвергались воздействию преобразующих флюидов.

6. Проведенные исследования позволяют предположить, что выявленные вторичные МПГ сформировались преимущественно в регионально-метаморфический (регрессивный) этап [самородные рутений, рутенистый никель, неназванный МТР (Ru, Ni, Os, Fe), мышьяксодержащие дисульфиды лаурит-эрлихманитового ряда и неназванный сульфоарсенид Ir, Os(S, As)] и, в меньшей степени, в контактово-метаморфический (прогрессивный антигоритовый) этап [самородный железистый рутений, самородная платина и новый интерметаллид родия (Rh, Pt)₃Zn].

Авторы выражают искреннюю признательность ведущему научному сотруднику Института геологии и геохимии УрО РАН, к. г.-м. н. Н.В. Вахрушевой и старшему научному сотруднику ВИМС Н.Е. Никольской за любезно предоставленные образцы хромитовых руд месторождений Центральное и № 214 из личных минералогических коллекций. Также авторы выражают благодарность рецензенту за тщательный анализ статьи и сделанные замечания, которые позволили улучшить ее содержательную часть.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аникина Е.В., Молошаг В.П., Алимов В.Ю. Минералы платиноидов в хромитах Войкаро-Сынынского и Райизского массивов // Доклады Академии наук. **1993**. Т. 330. № 5. С. 613–616.

Аникина Е.В. Платиноиды в хромовых рудах Полярного Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, **1995**. 40 с.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. Петрология и хромитонность ультраосновного массива Рай-Из (Полярный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, **2017**. 265 с.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, **1989**. 404 с.

Гурская Л.И., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Смелова Л.В., Шахова С.Н. Платиноиды хромитонных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, **2004**. 306 с.

Дистлер В.В., Крячко В.В., Юдовская М.А. Условия образования оруденения платиновых металлов в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля // Геология рудных месторожд. **2003**. Т. 45. № 1. С. 44–74.

Леснов Ф.П., Подлипский М.Ю., Поляков Г.В., Палесский С.В. Геохимия аксессуарных хромшпинелидов из пород Эргакского хромитонного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) // Доклады Академии наук. **2008**. Т. 422. № 5. С. 660–664.

Макеев А.Б. Формы нахождения платиноидов в альпинотипных ультрабазитах Урала / Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, **1994**. С. 175–183.

Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. С.-Пб.: Наука, **1992**. 197 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Самородные платиноиды в коренных рудах и россыпях Полярного, Приполярного, Северного Урала и Тимана / Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, **2017**. С. 185–188.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, **1999**. 252 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И., Крапля Е.А. Геолого-минералогическая модель эволюции платиноносных альпинотипных ультрабазитов Урала / Платина России. Т. IV. М.: Геоинформмарк, **1999**. С. 176–183.

Макеев А.Б., Котов А.А., Бегизов В.Д., Караченцев С.Г., Вальсов Л.Н. Состав и свойства платиноидов системы Pt–Ru–Os–Ir из аллювиальных отложений Урала / Минералогическая кристаллография и свойства минералов: Труды Института геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, **1984**. С. 95–103.

Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К. Хромотоносность Полярного Урала. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, **1985**. 152 с.

Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. Вещественный состав и осмиевая изотопия первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы магнезиальных хромитов Нуралинского лерцолитового массива (Ю. Урал, Россия) // Геология рудных месторожд. **2016**. Т. 58. № 1. С. 3–22.

Мурзин В.В., Малич К.Н., Баданина И.Ю., Варламов Д.А., Чащухин И.С. Минеральные ассоциации хромитов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал) // Литосфера. **2023**. Т. 23. № 5. С. 740–765.

Мурзин В.В., Сустанов С.Г. Новые данные о минералогии ряда лаурит–эрликманит и их шестывалентных разновидностей // Доклады Академии наук. **2000**. Т. 370. № 3. С. 380–382.

Никольская Н.Е., Казеннова А.Д., Николаев В.И. Типоморфизм рудообразующего хромшпинелида месторождений хромовых руд. М.: ВИМС, **2021**. 238 с.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. **1949**. Вып. 103. С. 1–91.

Перевозчиков Б.В. Особенности изучения хромотоносности альпинотипных гипербазитов. М.: Геоинформмарк, **1998**. 47 с.

Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И., Орфаницкий В.Л., Андреев М.И., Сначев В.И., Даниленко С.А., Черкасов В.Л., Ченцов А.М., Жарикова Л.Н., Ключко А.А. Реестр хромотопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, **2000**. 474 с.

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

Смирнова Т.А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона // ЗВМО. **1970**. Т. 99. Вып. 6. С. 745–748.

Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / отв. ред. В.Н. Пучков, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УрО АН СССР, **1990**. 226 с.

Талхаммер Т.В. Ассоциации минералов платиновой группы в массивных хромитовых рудах Кемпирсайского офиолитового комплекса (Южный Урал) как проявление мантийного метасоматоза // ЗВМО. **1996**. Т. 125. № 1. С. 25–36.

Толстых Н.Д. Платиновая минерализация массивов Кондер и Инагли // Геосферные исследования. **2018**. № 1. С. 17–32.

Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, **1983**. 271 с.

Ширяев П.Б. Окситермобарометрия, вещественный состав и генетические особенности хромовых руд массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинский (Полярный Урал). Автореф. дисс. ... канд. г.-м. н. М., **2021**. 24 с.

Шмелев В.Р. Мантийные ультрабазиты офиолитовых комплексов Полярного Урала: петрогенезис и обстановка формирования // Петрология. **2011**. Т. 19. № 6. С. 649–672.

Юричев А.Н. Рудные хромшпинелиды массивов Сьум-Кеу и Харчерузский: химизм и генетическая природа, Полярный Урал // Руды и металлы. **2017**. № 2. С. 51–59.

Юричев А.Н. Минералы платиновой группы в хромититах Агардагского ультрамафитового массива (республика Тыва): новые данные // ЗРМО. **2022**. Т. 151. № 4. С. 56–69.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Платиноиды системы Rh–Zn–Pt из хромититового ультрамафитового массива (Южный Урал, Казахстан) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Мат. X Всероссийск. конф. Вып. 10. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, **2018**. С. 445–446.

Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбовяк Е.В. Платиноносность хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал): новые данные // ЗРМО. **2020**. Т. 149. № 3. С. 38–53.

Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбовяк Е.В. Минералы платиновой группы из хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Мугоджары, Казахстан): новые данные // ЗРМО. **2019**. Т. 148. № 2. С. 76–86.

Platinum Group Minerals from Chromite Ores of the Rai-Iz Ultramafic Massif (Polar Ural): New Data

© 2024 A. N. Yurichev*, A. I. Chernyshov, E. V. Korbovoyak

Tomsk State University, Tomsk, Russia

* e-mail: juratur@yandex.ru

In chromite ores of Central and No. 214 deposits of the Rai-Iz ultramafic massif, which is part of the Khadatinsky ophiolite belt of the Polar Urals, along with previously known platinum group minerals (PGM), native ferrous ruthenium, native ruthenium nickel (iridium-ruthenium), native platinum, new unnamed intermetallic compound (Rh,Pt)₃Zn (with Rh content of up to 88 wt %), As-rich disulfides of laurite–erlichmanite series (with As content of up to 4.2 wt %) and unnamed sulfoarsenide with stoichiometric formula (Ir,Os)(S,As) were discovered and characterized for the first time. Grains of native ruthenium with Ru content of up to 80.5 wt % were diagnosed for the first time, against the previously known Ru content of up to 36.8 wt %. The set of PGMs of massif has been expanded from 24 to 31 mineral varieties. It has been shown that diversity of PGMs depends on density of dissemination of chromite ores, degree of their cataclasis and metamorphic transformation. Solid (massive) and noticeably metamorphosed chromite ores exhibit widest and most diverse set of PGMs. The Rai-Iz massif has preserved platinum group complexes that reflect features of upper mantle deep mineral formation. Such early mantle-magmatic formations include native osmium, Ir-containing osmium, native iridium and sulfides (disulfides of the laurite–erlichmanite series, kashinite, and cuproiridsite). Formation of other specific native minerals and intermetallics of PGE, with participation of mobile metals (Ni, Cu, Zn, Mn, As) and removal of part of sulfide sulfur, is associated with cataclasis and metamorphic transformation of ore chrome spinels and primary PGM included in them. The identified secondary PGMs were formed mainly in regional-metamorphic (regressive) stage [native ruthenium, ruthenium nickel, unnamed MSS (Ru,Ni,Os,Fe), As-rich disulfides of the laurite–erlichmannite series and unnamed sulfoarsenide (Ir,Os)(S,As)] and, to lesser extent, in contact-metamorphic (progressive) stage (native ferrous ruthenium, native platinum and new intermetallic of rhodium (Rh,Pt)₃Zn).

Keywords: Polar Urals, ophiolites, Rai-Iz massif, chromite ores, platinum group minerals

REFERENCES

- Anikina E.V., Moloshag V.P., Alimov V.Yu. Platinoid minerals in chromites of the Voykar-Syninsky and Rai-Iz massifs. *Reports Acad. Sci.* **1993**. Vol. 330. N 5. P. 613–616 (in Russian).
- Anikina E.V. Platinoids in chromium ores of the Polar Urals. Syktyvkar: IG Komi Scientific Center Ural Branch RAS, **1995**. 40 p. (in Russian).
- Bai W., Robinson P.T., Fang Q., Yang J., Yan B., Zhang Z., Xu-Feeng Hu, Zhou M.-F., Malpas J. The PGE and base metal alloys in the podiform chromitites of the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. *Canad. Miner.* **2000**. Vol. 38. N 3. P. 585–598.
- Bezmen N.I., Brugmann G.E., Naldrett A.J. Mechanism of concentration of platinum group elements: partitioning between silicate and sulfide melts. *Int. Geol. Rev.* **1991**. Vol. 33. N 8. P. 784–792.
- Distler V.V., Kryachko V.V., Yudovskaya M.A. Formation conditions of platinum-group metals in chromite ores of the Kempirsai ore field. *Geol. Ore Deposits.* **2003**. Vol. 45. N 1. P. 37–65 (in Russian).
- Garuti G., Zaccarini F. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentized and weathered chromitites of the Vourinos Complex, Greece. *Canad. Miner.* **1997**. Vol. 35. P. 611–626.
- Garuti G., Zaccarini F., Moloshag V., Alimov V. Platinum-group minerals as indicators of sulfur fugacity in ophiolitic upper mantle: an example from chromitites of the Rai-Iz ultramafic complex, Polar Urals, Russia. *Canad. Miner.* **1999**. Vol. 37. P. 1099–1115.

Goncharenko A.I. Deformation and petrostructural evolution of alpine-type ultramafic rocks. Tomsk: Publishing House of Tomsk University, **1989**. 404 p. (in Russian).

Gurskaya L.I., Smelova L.V., Kolbantsev L.R., Lyakhnitskaya V.D., Lyakhnitsky Yu.S., Shakhova S.N. Platinoids of chromite-bearing massifs of the Polar Urals. Saint Petersburg: VSEGEI, **2004**. 306 p. (in Russian).

Harris D.C., Cabri L.J., Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision. *Canad. Mineral.* **1991**. Vol. 29. P. 231–237.

Kucherina P.M., Popov I.I., Pryamonosov A.P., Krashenninnikov A.L., Krashenninnikova L.I., Perminov I.G., Tsvigun L.N., Gaptulkadyrov M.M., Mustakimova E.A. Geological Structure and Mineral Resources of the Northwestern Voikar Synclinorium and the Rai-Iz Massif Area and Borders. 1:50000. Information Report. Vol. 1. Polar Ural Geological Exploration Expedition, **1991**. 431 p. (in Russian).

Lesnov F.P., Podlipskii M.Yu., Polyakov G.V., Palesskii S.V. Geochemistry of accessory chrome-spinellides from rocks of the Ergakskii chrome-bearing hyperbasite massif (Western Sayan) and conditions of its formation. *Doklady Earth Sci.* **2008**. Vol. 423. N 1. P. 1245–1249.

Makeyev A.B. Forms of occurrence of platinoids in alpine-type ultrabasites of the Urals. In: *Geology and genesis of platinum metal deposits*. Moscow: Nauka, **1994**. P. 175–183 (in Russian).

Makeyev A.B. Mineralogy of alpine-type ultrabasites of the Urals. Saint Petersburg: Nauka, **1992**. 197 p. (in Russian).

Makeyev A.B., Brianchaninova N.I. Native platinum group metals in bedrock ores and placers of the Polar, Subpolar, Northern Urals and Timan. In: *Ultramafic-mafic complexes: geology, structure, ore potential*. Ulan-Ude: Publishing house of Buryat State University, **2017**. P. 185–188 (in Russian).

Makeyev A.B., Brianchaninova N.I. Topomineralogy of ultramafic rocks of the Polar Urals. Saint Petersburg: Nauka, **1999**. 252 p. (in Russian).

Makeyev A.B., Brianchaninova N.I., Kraplya E.A. Geological and mineralogical model of evolution of platinum-bearing alpine-type ultrabasites of the Urals. In: *Platinum of Russia. Vol. IV*. Moscow: Geoinformmark, **1999**. P. 176–183 (in Russian).

Makeyev A.B., Kotov A.A., Begizov V.D., Karachentsev S.G., Vyalsov L.N. Composition and properties of platinum group metals of Pt–Ru–Os–Ir system from alluvial deposits of the Urals. In: *Mineralogical crystallography and properties of minerals. Trans. Inst. Geol. Komi branch USSR Acad. Sci.* Syktyvkar, **1984**. P. 95–103 (in Russian).

Makeyev A.B., Perevozchikov B.V., Afanasyev A.K. Chromite content of the Polar Urals. Syktyvkar: Komi Branch of the USSR Acad. Sci., **1985**. 152 p. (in Russian).

Malitch K.N., Anikina E.V., Badanina I.Y., Pushkarev E.V., Khiller V.V., Belousova E.A. Chemical composition and osmium-isotope systematics of primary and secondary PGM assemblages from high-Mg chromitite of the Nurali lherzolite massif, the South Urals, Russia. *Geol. Ore Deposits*. **2016**. Vol. 58. N 1. P. 1–19.

Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *J. Petrol.* **1997**. Vol. 38. P. 1419–1458.

Murzin V.V., Malich K.N., Badanina I.Yu., Varlamov D.A., Chashchukhin I.S. Mineral associations of chromitites of the Alapaevsky dunite-harzburgite massif (Middle Urals). *Lithosphere*. **2023**. Vol. 23. N 5. P. 740–765 (in Russian).

Murzin V.V., Sustavov S.G. New data on minerals of the laurite-erlichmanite series and on their arsenic varieties. *Doklady Earth Sci.* **2000**. Vol. 370. N 3. P. 160–162.

Mysen B.O., Kushiro I. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Amer. Miner.* **1977**. Vol. 62. N 9/10. P. 843–856.

Nikolskaya N.E., Kazennova A.D., Nikolaev V.I. Typomorphism of ore-forming chromospinelide of chrome ore deposits. Moscow: VIMS, **2021**. 238 p. (in Russian).

Pašava J., Knesl I., Vymazalova A., Vavrin I., Gurskaya L.I., Kolantsev L.R. Geochemistry and mineralogy of platinum-group elements (PGE) in chromites from Centralnoye I, Polar Urals, Russia. *Geosci. Frontiers*. **2011**. Vol. 2. N 1. P. 81–85

Pavlov N.V. Chemical composition of chromospinelides in connection with the petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusives. *Proc. Geol. Inst. USSR Acad. Sci.* **1949**. Vol. 103. P. 1–91 (in Russian).

Perevozchikov B.V. Peculiarities of studying the chromite-bearing of alpine-type hyperbasites. Moscow: Geoinformmark, **1998**. 47 p. (in Russian).

Perevozchikov B.V., Bulykin L.D., Popov I.I., Orfanitsky V.L., Andreev M.I., Snachev V.I., Danilenko S.A., Cherkasov V.L., Chentsov A.M., Zharikova L.N., Klochko A.A. Register of chromite occurrences in alpine-type ultrabasites of the Urals. Perm: KamNIIKIGS, **2000**. 474 p. (in Russian).

Savelyeva G.N. Gabbro-ultramafic complexes of ophiolites of the Urals and their analogues in modern oceanic crust. Moscow: Nauka, **1987**. 230 p. (in Russian).

Shinkarev N.F., Ivanikov V.V. Physicochemical petrology of igneous rocks. Leningrad: Nedra, **1983**. 271 p. (in Russian).

Shiryayev P.B. Oxythermobarometry, material composition and genetic characteristics of chromium ores of the Rai-Iz and Voykar-Syninsky massifs (the Polar Urals). Ph. D. thesis syn. Moscow, **2021**. 24 p. (in Russian).

Shmelev V.R. Mantle ultrabasites of ophiolite complexes in the Polar Urals: petrogenesis and geodynamic environments. *Petrology*. **2011**. Vol. 19. N 6. P. 618–640.

Smirnova T.A. Telluric iron in ultrabasic rocks of the Kempirsai pluton. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **1970**. Part 99. N 6. P. 745–748 (in Russian).

Stockman H.W., Hlava P.F. Platinum-group minerals in alpine chromitites from southwestern Oregon. *Econ. Geol.* **1984**. Vol. 79. P. 491–508.

Structure, evolution and minerageny of the hyperbasic massif Rai-Iz / Ed. By V.N. Puchkov, D.S. Steinberg. Sverdlovsk: Ural Branch of the USSR Acad. Sci, **1990**. 226 p. (in Russian).

Talhammer T.V. Association of minerals of platinum group in massive chromite ores of Kempirsai ophiolite complex (Southern Urals) as manifestation of mantle metasomatism. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **1996**. Vol. 125. N 1. P. 25–36 (in Russian).

Tolstykh N.D. Platinum mineralization of the Konder and Inagli massifs. *Geosphere research*. **2018**. N 1. P. 17–32 (in Russian).

Vakhrusheva N.V., Shiryayev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.R. Petrology and chromite-bearing of the Rai-Iz ultramafic massif (Polar Urals). Ekaterinburg: IGG Ural Branch RAS, **2017**. 265 p. (in Russian).

Yang J., Meng F., Xu X., Robinson P.T., Dilek Y., Makeyev A.B., Wirth R., Wiedenbeck M., Cliff J. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray-Iz ophiolite of the Polar Urals. *Gondwana Research*. **2015**. Vol. 27. N 2. P. 459–485.

Yurichev A.N. Ore chromospinelides of the Syum-Keu and Kharcheruz massifs: chemistry and genetic nature, Polar Urals. *Ores and Metals*. **2017**. N 2. P. 51–59 (in Russian).

Yurichev A.N. Platinum group minerals in chromitites of the Agardag ultramafic massif (Tuva Republic): new data. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2022**. Part 151. N 4. P. 56–69 (in Russian).

Yurichev A.N., Chernyshov A.I. Platinoides of the Rh–Zn–Pt system from the chromitite ultramafic massif (the South Urals, Kazakhstan). Petrology of igneous and metamorphic complexes: Materials of the X All-Russian conference with international participation. Vol. 10. Tomsk: Publishing house of Tomsk CNTI, **2018**. P. 445–446 (in Russian).

Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Korbovyak E.V. Platinum group minerals from chromitites of Kempirsai ultramafic massif (the South Urals, Kazakhstan): new data. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2019**. Vol. 148. N 2. P. 76–86 (in Russian).

Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Korbovyak E.V. Platinum-bearing of chromitites in the Kharcheruz ultramafic massif (the Polar Urals): new data. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2020**. Vol. 149. N 3. P. 38–53 (in Russian).

Yurichev A.N., Chernyshov A.I., Korbovyak E.V. New data on the platinum-bearing potential of chromitites in the Kharcheruz ultramafic massif, Polar Urals. *Geol. Ore Deposits*. **2021**. Vol. 63. N 7. P. 706–716.

Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. Origin of platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals. *Minerals*. **2018**. Vol. 8. N 9. Paper 379.

Zaccarini F., Pushkarev E.V., Garuti G. Platinum group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geol. Rev.* **2008**. Vol. 33. P. 20–30.

Zaccarini F., Pushkarev E., Garuti G., Kazakov I. Platinum-Group Minerals and Other Accessory Phases in Chromite Deposits of the Alapaevsk Ophiolite, Central Urals, Russia. *Minerals*. **2016**. Vol. 6. Paper 108.

Zhou M-F., Robinson P., Malpas J., Li Z. Podiform chromites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *J. Petrol.* **1996**. Vol. 37. P. 3–21.

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

ШПИНЕЛИДЫ КОНТОЗЕРСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО
КОМПЛЕКСА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)

© 2024 г. Ю. А. Михайлова*, Н. И. Забавчик, д. чл. Я. А. Пахомовский

*Геологический институт, Кольский научный центр РАН,
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., 184209, Россия*

**e-mail: j.mikhailova@ksc.ru*

Поступила в редакцию 19.07.2024

После доработки 23.09.2024

Принята к публикации 09.10.2024

В породах Контозерского вулcano-плутонического комплекса установлено шесть минералов надгруппы шпинели: кроме ранее известного здесь магнетита, обнаружены хромит, ульвошпинель, магнезиоферрит, маггемит и титаномаггемит. Магнетит, хромит, ульвошпинель и магнезиоферрит связаны между собой постепенными переходами через серию промежуточных составов в соответствии со следующими схемами изоморфных замещений: $\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Mg}^{2+} \leftrightarrow 2\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ и $\text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{2+} \leftrightarrow 2\text{Fe}^{3+}$. Маггемит и титаномаггемит образовались в результате низкотемпературного окисления магнетита и ульвошпинели и, в свою очередь, замещаются гематитом или ассоциацией гематита и анатаза.

Ключевые слова: Контозерский комплекс, хромит, магнетит, ульвошпинель, маггемит

DOI: 10.31857/S0869605524060049, EDN: NWKLOO

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе представлены результаты изучения химического состава, морфологии, минеральных ассоциаций и вторичных изменений шпинелидов (под этим термином здесь понимаются минералы надгруппы шпинели) из пород Контозерского вулcano-плутонического комплекса. Согласно последней, принятой в 2018 году Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации минералов Международной минералогической ассоциации (КНМНК ММА), номенклатуре (Bosi et al., 2019), надгруппа шпинели объединяет минералы с общей формулой AV_2X_4 , где А и В обозначают катионы (включая вакансии), X – анионы (O^{2-} , S^{2-} , Se^{2-}). По преобладающему аниону минералы надгруппы шпинели разделяются на группы: оксишпинелей (преобладающий анион – O^{2-}), тиошпинелей (S^{2-}) и селеношпинелей (Se^{2-}). Группа оксишпинелей – самая многочисленная, она включает 33 минеральных вида и, в свою очередь, разделяется на две подгруппы: шпинели $\{\text{A}^{2+}(\text{B}^{3+})_2\text{O}_4\}$ и ульвошпинели $\{\text{A}^{4+}(\text{B}^{2+})_2\text{O}_4\}$ (Bosi et al., 2019). Многие оксишпинели, такие как магнетит, шпинель и хромит, широко распространены в разнообразных геологических обстановках и являются важными петрогенетическими индикаторами (Ramdohr, 1980; Barnes, Roeder, 2001; Dupuis, Beaudoin, 2011 и др.).

Контозерский вулcano-плутонический комплекс, площадью около 60 км², расположен в северо-восточной части Кольского полуострова между 36°02' и 36°12' восточной долготы и 68°06' и 68°10' северной широты. Комплекс входит в состав Кольской щелочной провинции (Кухаренко и др., 1965; Arzamastsev et al., 2001; Downes et al., 2005), включающей также крупнейшие в мире Хибинский и Ловозерский нефелин-сиенитовые плутоны и многочисленные, но более мелкие, щелочно-ультраосновные с карбонатитами массивы (Ковдорский, Турьего мыса, Вуориярви и др.). Первые данные о коренных выходах интрузий щелочных сиенитов к западу от озера Контозеро были опубликованы В.И. Влодавцом (Влодавец, 1928), который в 1927 году проводил маршрутные исследования в северо-восточной части Кольского полуострова. Позже было установлено, что интрузивные породы дугообразной полосой окаймляют кальдеру диаметром около 8 км, выполненную разнообразными осадочными, пирокластическими и эффузивными породами (Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978). По данным А.А. Арзамасцева с коллегами (Арзамасцев и др., 1998), кальдера прослеживается на глубину 5 км, имеет коническое асимметричное строение. Подводящий канал диаметром 1–2 км расположен в ее восточной части. В разрезе кальдеры выделяют три толщи: нижнюю терригенно-вулканогенную (или авгититовую), среднюю вулканогенную (нефелинит-мелилититовую) и верхнюю карбонатно-терригенную (карбонатитовую) (Кириченко, 1970; Бородин, Гладких, 1973; Сапрыкина и др., 1978; Пятенко, Сапрыкина, 1981; Пятенко, Осокин, 1988).

Геологическое строение Контозерского комплекса изучено подробно, тогда как количество исследований, посвященных минералогии этого объекта, относительно невелико (Арзамасцев и др., 1998; Петровский и др., 2011; Arzamastsev, Petrovsky, 2012; Петровский, Савченко, 2014; Петровский, 2016; Kozlov et al., 2020). В частности, мало исследованным остается разнообразие, морфологические особенности и типохимизм шпинелидов. В Контозерском комплексе, по данным И.К. Пятенко и Л.Г. Сапрыкиной (Пятенко, Сапрыкина, 1976), магнетит является широко распространенным аксессуарным минералом карбонатитовых лав и туфов карбонатно-терригенной толщи. В более поздней работе этих же авторов (Пятенко, Сапрыкина, 1981) была выделена разновидность карбонатитов с магнетитом. В исследовании И.К. Пятенко и Е.Д. Осокина (Пятенко, Осокин, 1988) отмечены значительные вариации содержаний Ti, Sr и Mn в магнетите из эффузивных карбонатитов и приведено два химических анализа, отвечающих магнетиту, обогащенному хромом и титаном. В работах (Арзамасцев и др., 1998; Arzamastsev, Petrovsky, 2012) приведено пять химических анализов магнетита, в том числе: четыре анализа магнетита из пикритов и один анализ магнетита из нефелинита. В работе (Петровский и др., 2011) среди интрузивных пород Контозерского комплекса упомянуты магнетит-титанитовые и магнетит-титанит-перовскитовые клинопироксениты с прослоями апатито-магнетитовой руды, но без более подробного описания. В статье Е.Н. Козлова с соавторами (Kozlov et al., 2020) присутствие магнетита в породах Контозерского комплекса подтверждено данными порошковой рентгенографии.

Таким образом, к настоящему времени в породах Контозерского вулcano-плутонического комплекса был известен только магнетит и имелось в общей сложности семь его химических анализов (Пятенко, Осокин, 1988; Арзамасцев и др., 1998; Arzamastsev, Petrovsky, 2012). Исследования, результаты которых представлены в предлагаемой статье, выявили в породах комплекса гораздо большее разнообразие шпинелидов. Видовое разнообразие этих минералов установлено в соответствии с современными номенклатурными правилами (Bosi et al., 2019), описана их морфология и ассоциации, выявлены закономерности изменения химического состава. Также описаны продукты вторичных изменений шпинелидов и сделаны предположения об условиях их образования.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОНТОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА

Геологическое строение Контозерского комплекса и состав слагающих его пород подробно описаны в многочисленных публикациях, охватывающих широкий временной интервал (например, Влодавец, 1928; Петровский, 2016). В данной работе, ввиду ее минералогической направленности, представлен лишь очень краткий геологический обзор.

Вулкано-плутонический Контозерский комплекс (рис. 1, а) расположен среди архейских (гранат)–биотитовых гнейсов кольской серии, его возраст определен по палиноботаническим данным как каменноугольный (Кириченко, 1970), а по данным изотопных исследований составляет 369–381.4 млн. лет (Балаганская и др., 2002; Арзамасцев и др., 2002; Петровский и др., 2011).

Основной объем Контозерского комплекса занимают осадочные, пирокластические и эффузивные породы, заполняющие округлую кальдеру. Полный разрез этих пород разделяют на три толщи (рис. 1, а, б): нижнюю терригенно-вулканогенную, среднюю вулканогенную и верхнюю карбонатно-терригенную. Переходы между перечисленными толщами постепенные. В составе нижней и средней толщ предшествующими исследователями (Кириченко, 1970; Кухаренко и др., 1971; Бородин, Гладких, 1973; Сапрыкина и др., 1978; Пятенко, Осокин, 1988) выделено большое разнообразие эффузивных силикатных пород: авгититы, лимбургиты, меймечиты, (щелочные) пикриты, фойдиты, нефелиниты, меланефелиниты, мелилититы, мелилитовые базальты и др. Одной из причин этого многообразия, по-видимому, являются постепенные переходы между породами, сменяющимися друг друга в разрезе. На такой непрерывный ряд эффузивов разного состава указывал Л.А. Кириченко в монографии, посвященной геологии и петрологии комплекса (Кириченко, 1970). Он отметил, что «наблюдается непрерывный ряд от авгититов и лимбургитов (нижней толщи – прим. авторов) через мелилитовые базальты и мелилититы до мелилитовых нефелинитов (средней толщи – *прим. авт.*)». Другими возможными причинами являются скрытокристаллическая структура большинства пород и интенсивные вторичные изменения, что, особенно в ранние периоды исследования комплекса, значительно усложняло диагностику минералов. Недавно проведенные детальные исследования (Арзамасцев и др., 1998; Arzamastsev, Petrovsky, 2012) показали, что мелилит в породах комплекса отсутствует, вместо него породообразующими являются нефелин и полевой шпат.

Кратко обобщая имеющиеся геолого-петрографические данные (Кириченко, 1970; Кухаренко и др., 1971; Бородин, Гладких, 1973; Сапрыкина и др., 1978; Пятенко, Осокин, 1988; Петровский и др., 2011; Петровский, 2016), строение разреза кальдеры можно представить следующим образом. Нижняя и средняя толщи характеризуются силикатным составом эффузивов, а верхняя – карбонатным. Снизу вверх по разрезу кальдеры авгититы постепенно сменяются щелочными базальтами, нефелинитами и фонолитами. В составе нижней толщи доля пирокластических и осадочных пород гораздо выше (отсюда, видимо, ее название – терригенно-вулканогенная): покровы авгититов здесь чередуются с авгититовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами. В составе вышележащей, вулканогенной, толщи также присутствуют вулканогенно-обломочные породы (туфы, туфопесчаники, песчаники и алевролиты), но в подчиненном количестве. Мощность нижней толщи составляет 600–750 м, средней – 700–900 м. Породы средней толщи перекрыты покровами карбонатитовых лав, карбонатитовыми туфами, силикатно-карбонатитовыми туфами, карбонатными песчаниками, алевролитами, известняками и доломитами, относящимися к верхней, карбонатно-терригенной, толще. Общая мощность разнообразных карбонатных пород составляет около 1000 метров. Породы вулканогенной

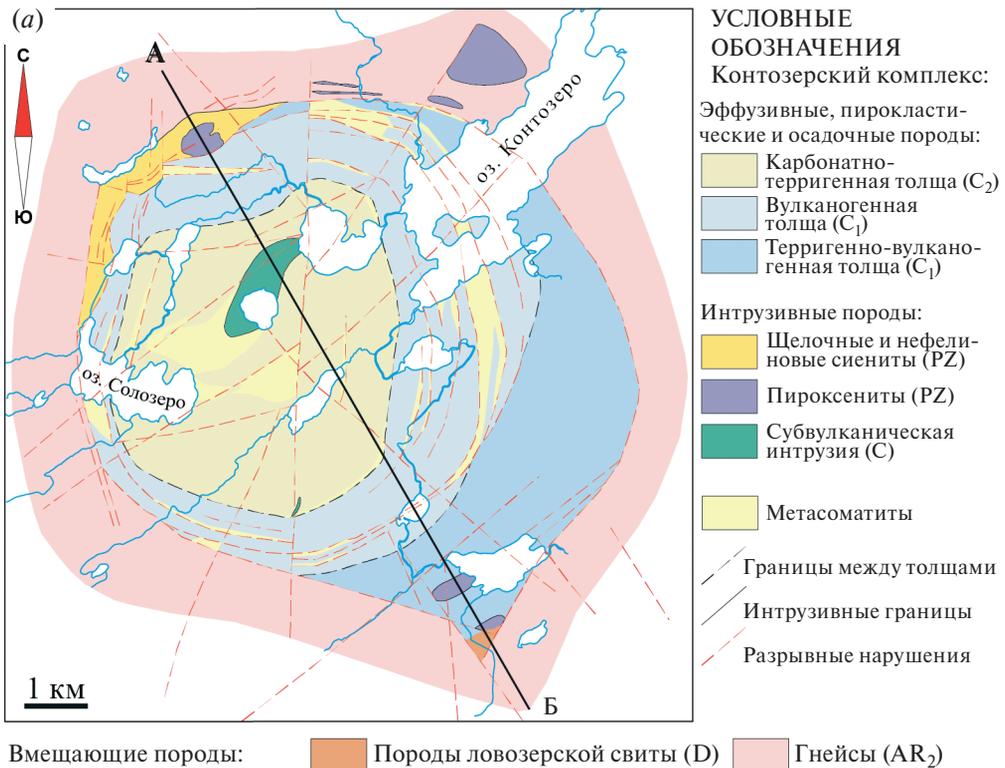


Рис. 1. Геологическая схема Контозерского вулcano-плутонического комплекса по (Сапрыкина и др., 1978), с упрощениями (а) и разрез по линии А–В (б). На разрезе показано положение опорной скважины № 6 (С-6) и поисковой скважины № 7 (С-7), пробуренных Ловозерской ГРП в период с 1970 г. по 1977 г.

Fig. 1. Geological scheme of the Kontozero complex after (Saprykina et al., 1978), simplified (a) and the cross section along A–B line (b). The cross section shows the position of wells No 6 (C-6) and No 7 (C-7), drilled by the Lovozero GRP in the period from 1970 to 1977.

и карбонатно-терригенной толщ вскрыты опорной скважиной № 6 (рис. 1, б), глубина которой составляет 938.2 метра (Сапрыкина и др., 1978).

Интрузивные породы в Контозерском комплексе представлены пироксенитами (мелко- и крупнозернистыми), мельтейгитами, нефелиновыми и щелочными сиенитами (рис. 1). Тела пироксенитов изометричной формы расположены по периферии кальдеры в северной и юго-восточной частях комплекса. Вдоль северо-западного обрамления кальдеры протягивается полоса нефелиновых и щелочных сиенитов, ширина которой варьирует от 400 до 700 метров. В центральной части кальдеры

расположено штокообразное субвулканическое тело, сложенное сильно измененными пикритовыми порфиритами, карбонатитами, камафоритами, автобрекчиями карбонатитов, альбит-цеолит-анкеритовыми метасоматитами. Субвулканическое тело вскрыто поисковой скважиной № 7 (рис. 1, б), глубина которой составляет 298.8 метра (Сапрыкина и др., 1978).

Материалы и методы исследований

Материалом для данного исследования послужили 14 образцов керна опорной скважины № 6 и поисковой скважины № 7 (рис. 1, б), пробуренных Ловозерской ГРП при поисковых работах в Контозерской кальдере в период с 1970 по 1977 г. (Сапрыкина и др., 1978 г.), а также 43 образца пород, собранных авторами в ходе полевых работ 2022 г. Ввиду значительной заболоченности территории, в ходе полевых работ 2022 г. образцы были отобраны из старых горных выработок (канав), поскольку именно здесь можно было наблюдать коренные выходы пород комплекса. Расположение канав было взято из отчета Л.Г. Сапрыкиной с коллегами (Сапрыкина и др., 1978 г.)¹.

Для макроскопических исследований пород и минералов использован стереомикроскоп Motic (Motic, Китай), для микроскопических – оптический микроскоп «Альтами Поляр 3». Диагностика всех минералов, определение их химического состава, изучение взаимоотношений между минералами выполнено в Геологическом институте КНЦ РАН на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) LEO-1450 (Carl Zeiss Microscopy, Германия), оснащенный рентгеновской энергодисперсионной системой AZtec с детектором ULTIM MAX 100 (OXFORD Instruments, Великобритания). Результаты химического анализа минералов получены при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе электронного зонда 1.5–2.0 нА. Рентгеноструктурная диагностика проведена в ГИ КНЦ РАН по порошковым рентгенограммам, полученным фотометодом на УРС-55 («Буревестник», Россия), камера РКД 114.6 мм, 40 кВ, 15 мА, Fe-излучение. Диагностика минералов методом спектроскопии комбинационного рассеяния выполнена на спектрометре EnSpectr R532 (ООО «Спектр-М», ИФТТ РАН, Черноголовка, Россия), совмещенном с оптическим микроскопом Olympus VX-43 в Горном институте КНЦ РАН. Мощность лазера (с длиной волны 532 нм) составляла 18 мВт, спектральное разрешение – 5–8 см⁻¹, объектив микроскопа – 20× (NA 0.4), время экспозиции – 500 мс, число повторений – 20, диаметр лазерного луча – 2 мкм. Статистическая обработка данных о составе минералов выполнена в программе STATISTICAL2 (StatSoft).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

Изучены образцы эффузивных пород трех толщ, выполняющих кальдере: авгитов терригенно-вулканогенной толщи, щелочных базальтов и фонолитов вулканогенной толщи, а также карбонатитовых лав карбонатно-терригенной толщи. Кроме того, исследованы образцы интрузивных (нефелиновых сиенитов), пирокластических (карбонатитовых и силикатно-карбонатитовых туфов) пород и альбит-цеолит-анкеритовых метасоматитов. Ниже приведена их краткая петрографическая характеристика.

Авгититы (рис. 2, а) – массивные, черного или черно-зеленого цвета породы с порфировой, реже афировой, структурой. Вкрапленники представлены оливином

¹ Сапрыкина Л.Г., Пантелеймонов В.М., Подурушин В.Ф., Терешков В.Г. Отчет о поисковых работах на апатит и бурении в Контозерской впадине в 1970–77 гг. / Мурманская ГРЭ Ловозерская ГРП; рук. Сапрыкина Л.Г.; исполн.: Пантелеймонов В.М., Подурушин В.Ф., Терешков В.Г. Апатиты, 1978.

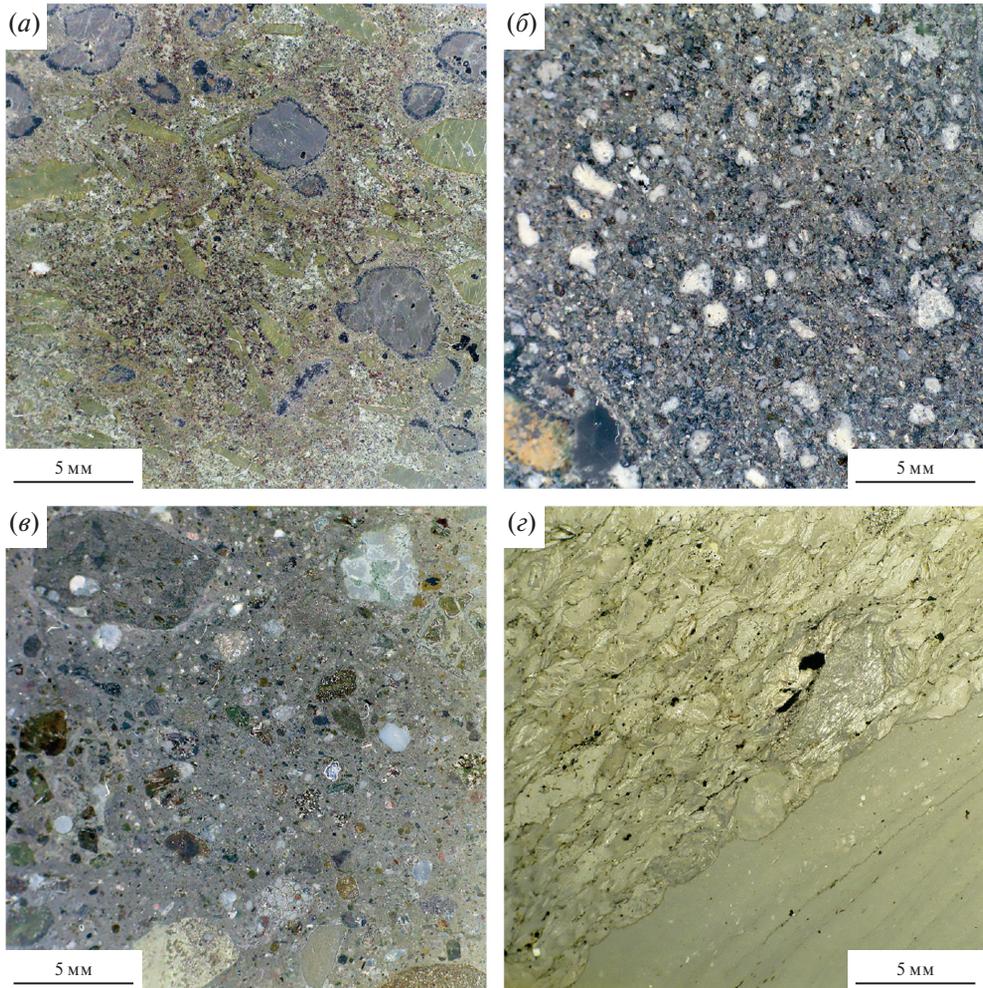


Рис. 2. Некоторые характерные типы пород, слагающих Контозерский комплекс.

a – авгитит (образец КТ-33/1). Вкрапленники представлены оливином (на фото – серые) и диопсидом (зеленые); *б* – карбонатитовый туф (образец КТ-1/2), состоящий из обломков карбонатитовых лав и зерен карбонатов; *в* – силикатно-карбонатитовый туф (образец КТ-25/3-1), сложенный обломками силикатных и карбонатных пород и минералов; *г* – контакт карбонатитовой лавы (вверху слева) и алевролита (внизу справа) (образец КНТ-6/726.0). Фотографии комбинированных шлифов в проходящем свете.

Fig. 2. Rocks of the Kontozero complex.

a – augite (sample КТ-33/1). Phenocrysts are represented by olivine (gray in the photo) and diopside (green); *б* – carbonatite tuff (sample КТ-1/2), consisting of fragments of carbonatite lavas and carbonate grains; *в* – silicate-carbonatite tuff (sample КТ-25/3-1), composed of fragments of silicate and carbonate rocks and minerals; *г* – contact of carbonatite lava (top left) and siltstone (bottom right) (sample КНТ-6/726.0). Photos of polished thin sections in transmitted light.

(Fo_{84-90}) и/или диопсидом, основная масса сложена диопсидом, флогопитом, шпинелидами, серпентинизированным вулканическим стеклом. Доля вкрапленников составляет 10–30%, их размер не превышает 3 мм в поперечнике. Акцессорные минералы авгититов – кальцит, титанит, перовскит, нефелин и титансодержащий андрадит, вторичные – серпентин, пентландит, хлорит, мусковит и натролит. Как видно из представленного выше описания авгититов, эти породы авгита не содержат.

Название «авгититы» было дано предыдущими исследователями на основании описания шлифов, состав пироксена при этом не изучался (Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978). Исследования, выполненные в рамках данной работы, показали, что как вкрапленники, так и микролиты основной массы в авгититах представлены диопсидом, и, видимо, правильнее было бы называть эти породы диопсидитами или же дать им наименования по химическому составу в соответствии с классификацией, рекомендованной подкомиссией по систематике магматических пород Международного союза геологических наук (Igneous rocks..., 2005). Однако в представленной работе мы используем исторически принятое название «авгититы», поскольку подробно не обсуждаем здесь ни состав пироксенов, ни химический состав пород.

Щелочные базальты – массивные, серого или черного цвета породы, структура афировая или порфировая, текстура иногда миндалекаменная. Вкрапленники представлены диопсидом, мелкозернистая масса сложена мелкими кристаллами диопсида, основного плагиоклаза и зернами шпинелидов. Присутствует серпентинизированное и хлоритизированное вулканическое стекло. Доля вкрапленников составляет 10–20%, размер их достигает 4 мм в поперечнике. Миндалины, в случае проявления миндалекаменной текстуры, выполнены цеолитами (обычно анальцитом) и кальцитом. Акцессорными минералами являются фторапатит, титанит, нефелин, а вторичными – натролит, альбит, флогопит, серпентин и хлорит.

Фонолиты – темно-серые или зеленовато-серые породы афировой или порфировой структуры, массивной или флюидальной текстуры. Породообразующими минералами фонолитов являются К-На полевой шпат и нефелин, а также эгирин-авгит и эгирин. В случае порфировой структуры вкрапленники представлены К-На полевым шпатом, их доля составляет 10–20% объема породы, размер – до 3 мм в поперечнике. Феррикатофорит, ильменит, титанит, циркон, минералы группы пироклора, фторапатит и анатаз относятся к акцессорным минералам, а натролит, мусковит и альбит – к вторичным.

Карбонатитовые туфы (рис. 2, б) – породы серого или темно-серого цвета, обломочной структуры, массивной текстуры. Обломки обычно остроугольные, представлены карбонатитовыми лавами, зернами карбонатов; присутствует небольшая примесь обломков силикатного состава. Силикатно-карбонатитовые туфы (рис. 2, в) отличаются от карбонатитовых туфов более высоким содержанием обломков силикатных пород и/или минералов. Лавы кальцитовых карбонатитов (рис. 2, г) – светло-серые породы брекчиевидной текстуры. Макроскопически они мало отличаются от карбонатитовых туфов, а состоят главным образом из мелких лейст кальцита.

Нефелиновые сиениты – среднезернистые породы серого, зеленовато-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Породообразующими минералами нефелиновых сиенитов являются ортоклаз-пертит, нефелин, эгирин-авгит и эгирин, акцессорными – фторапатит, титанит, шпинелиды, к вторичным относятся мусковит и натролит.

РАСЧЕТ ФОРМУЛ ШПИНЕЛИДОВ И ИХ ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ДИАГНОСТИКА

В ходе исследования было получено 213 химических анализов шпинелидов из пород Контозерского комплекса. Результаты были пересчитаны на формулы по методике, описанной в монографии А.Г. Булаха с соавторами (Булах и др., 2014, с. 88–90). Эта методика позволяет определить коэффициенты атомов Fe^{2+} и Fe^{3+} в формуле минерала, используя для расчетов результаты электронно-зондовых анализов, где все железо приведено в форме FeO (или Fe_2O_3). Результаты пересчета имеющихся

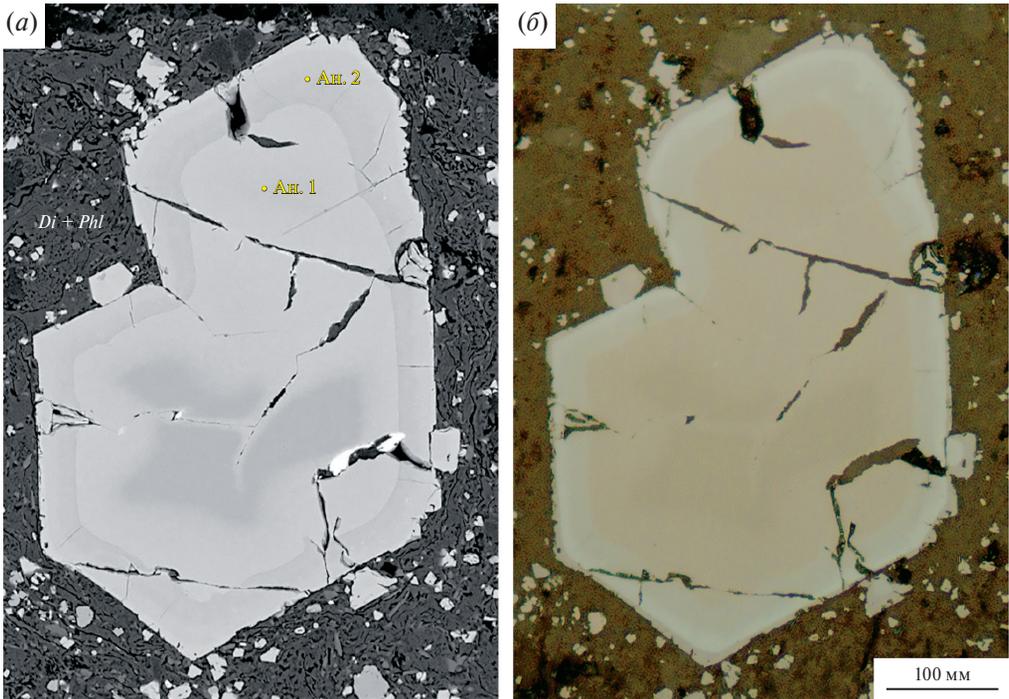


Рис. 3. Кайма маггемита вокруг магнетита из обломка авгитита в силикатно-карбонатитовом туфе (образец КНТ-6/831.0).

a – изображение в обратно-рассеянных электронах; Ан. 1 и Ан. 2 – точки анализов, представленных в табл. 1 и 2 соответственно; *б* – фото в отраженном свете. Di – диопсид, Phl – флогопит.

Fig. 3. Maghemite rim around magnetite in silicate-carbonatite tuff (sample KNT-6/831.0).

a – BSE image; ан. 1 and ан. 2 are points of analyses presented in Tables 1 and 2 respectively; *б* – photo in reflected light. Di – diopside; Phl – phlogopite.

анализов на формулы показали, что в 40% образцов (в 79 из 213) почти все железо должно находиться в трехвалентной форме. В качестве примера приведем расчет формул для двух анализов, слагающих промежуточную (анализ 1 на рис. 3, *a*; таблица 1) и краевую (анализ 2 на рис. 3, *a*; таблица 2) зоны одного и того же зерна из образца силикатно-карбонатитового туфа КНТ-6/831.0.

В таблице 1 показана последовательность расчета формулы, соответствующей анализу 1 (точка ан. 1 на рис. 3, *a*) на основе суммы катионов, равной 3 и суммы положительных зарядов, равной 8. Полученная формула $\text{Fe}^{2+}_{1.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.76}\text{Ti}_{0.11}\text{Fe}^{2+}_{0.07}\text{Mn}_{0.02}\text{Mg}_{0.02}\text{V}_{0.01}\text{Al}_{0.01})_{\Sigma 2.00}\text{O}_4$ соответствует магнетиту. По коэффициенту трехвалентного железа в этой формуле можно определить содержание Fe_2O_3 : $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{Fe}^{3+}$ к.ф. \times Общий делитель \times Мол. масса $\text{Fe}_2\text{O}_3 / 2 = 1.76 \times 0.4334 \times 159.70 / 2 = 60.91$ мас. %. Аналогично для двухвалентного железа. С учетом пересчитанных содержаний Fe_2O_3 и FeO сумма анализа составляет 99.67 мас. %.

Исходная (если все железо приведено в виде FeO) сумма анализа краевой зоны зерна (точка ан. 2 на рис. 3, *a*) низкая (89.67 мас. %) и указывает на то, что все железо или его значительная часть находится в трехвалентной форме. Действительно, пересчет этого анализа на формулу на основе суммы катионов, равной 3, и суммы положительных зарядов, равной 8 (табл. 2), показал, что сумма, с учетом пересчитанных содержаний Fe_2O_3 и FeO, низкая и составляет 95.49 мас. %.

Таблица 1. Расчет формулы шпинелида (анализ 1 на рис. 3, а) на основе суммы катионов, равной 3, и суммы положительных зарядов, равной 8

Table 1. Calculation of the formula of the spinel supergroup mineral (analysis 1 in Fig. 3, a) ($A + B = 3, O = 4$)

Компонент	Мас. %	Молекулярная масса	Молекулярное количество	Атомное количество		К.ф.	Заряд	К.ф.	Заряд
				Катион	Анион				
TiO ₂	3.87	79.90	0.0484	0.0484	0.0969	0.11	0.44+	0.11	0.44+
Al ₂ O ₃	0.24	101.94	0.0024	0.0047	0.0071	0.01	0.03+	0.01	0.03+
V ₂ O ₃	0.31	149.88	0.0021	0.0041	0.0062	0.01	0.03+	0.01	0.03+
FeO*	88.01	71.85	1.2249	1.2249	1.2249	2.83	5.66+	—	
MnO	0.66	70.94	0.0093	0.0093	0.0093	0.02	0.04+	0.02	0.04+
MgO	0.36	40.32	0.0089	0.0089	0.0089	0.02	0.04+	0.02	0.04+
Сумма	93.45	—		1.3003	—		6.24+	—	
FeO	33.32	71.85	0.4637	0.4637	—			1.07	2.14+
Fe ₂ O ₃	60.91	159.70	0.3806	0.7612				1.76	5.28+
Сумма	99.67	—						8.00+	

Примечание. Общий делитель $1.3003/3 = 0.4334$; FeO* = FeO + Fe₂O₃.

Таблица 2. Расчет формулы шпинелида (анализ 2 на рис. 3, а) на основе суммы катионов, равной 3, и суммы положительных зарядов, равной 8

Table 2. Calculation of the formula of the spinel supergroup mineral (analysis 2 in Fig. 3, a) ($A + B = 3, O = 4$)

Компонент	Мас. %	Молекулярная масса	Молекулярное количество	Атомное количество		К.ф.	Заряд	К.ф.	Заряд
				Катион	Анион				
SiO ₂	0.48	60.09	0.0080	0.0080	0.0160	0.02	0.08+	0.02	0.08+
TiO ₂	2.63	79.90	0.0329	0.0329	0.0658	0.08	0.32+	0.08	0.32+
Al ₂ O ₃	0.28	101.94	0.0027	0.0055	0.0082	0.01	0.03+	0.01	0.03+
V ₂ O ₃	0.30	149.88	0.0020	0.0040	0.0060	0.01	0.03+	0.01	0.03+
FeO*	85.86	71.85	1.1950	1.1950	1.1950	2.87	5.74+	—	
MnO	0.12	70.94	0.0017	0.0017	0.0017	0.01	0.02+	0.01	0.02+
Сумма	89.67	—		1.2471	—		6.22+	—	
FeO	32.26	71.85	0.4490	0.4490	—			1.08	2.16+
Fe ₂ O ₃	59.42	159.70	0.3721	0.7442				1.79	5.37+
Сумма	95.49	—						8.01+	

Примечание. Общий делитель $1.2471/3 = 0.4157$; FeO* = FeO + Fe₂O₃.

Таблица 3. Расчет формулы шпинелида (анализ 2 на рис. 3, *a*) на основе суммы положительных зарядов, равной 8.

Table 3. Calculation of the formula of the spinel supergroup mineral (analysis 2 in Fig. 3, *a*) ($O = 4$)

Компонент	Мас. %	Молекулярная масса	Молекулярное количество	Атомное количество		К.ф.	Заряд
				Катион	Анион		
SiO ₂	0.48	60.09	0.0080	0.0080	0.0160	0.02	0.08+
TiO ₂	2.63	79.90	0.0329	0.0329	0.0658	0.07	0.28+
Al ₂ O ₃	0.28	101.94	0.0027	0.0055	0.0082	0.01	0.03+
V ₂ O ₃	0.30	149.88	0.0020	0.0040	0.0060	0.01	0.03+
Fe ₂ O ₃	95.42	159.7	0.5975	1.1950	1.7925	2.53	7.59+
MnO	0.12	70.94	0.0017	0.0017	0.0017	0.00	0.00+
Сумма	99.23		—		1.8902	2.64	8.00+

Примечание. Общий делитель $1.8902/4 = 0.4726$.

Если принять, что все железо находится в трехвалентной форме, и рассчитать формулу на основе суммы положительных зарядов, равной 8, или $O = 4$ (табл. 3), то суммарное содержание катионов составит 2.64, а формула минерала приобретет вид $(\text{Fe}^{3+}_{0.64}\square_{0.36})_{\Sigma 1.00}(\text{Fe}^{3+}_{1.89}\text{Ti}_{0.07}\text{Si}_{0.02}\text{V}_{0.01}\text{Al}_{0.01})_{\Sigma 2.00}\text{O}_4$ (\square – вакансия) и будет соответствовать маггемиту.

Присутствие маггемита $[(\text{Fe}^{3+}_{0.67}\square_{0.33})\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ или $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3]$, подтверждено оптическими исследованиями (рис. 3, *b*): в отраженном свете минерал изотропен, цвет – светло-серый с голубоватым оттенком, по отражению близок к магнетиту (Справочник-определитель..., 1988). Кроме того, маггемит диагностирован по данным порошковой рентгенографии: минерал относится к надгруппе шпинели и его межплоскостные расстояния (d , Å) соответствуют маггемиту. В качестве примера в табл. 4 приведены химический состав и данные рентгенографии одного и того же зерна из образца брекчии (КНТ-51a/07). Эмпирическая формула этого минерала $(\text{Fe}^{3+}_{2.43}\text{Ti}_{0.09}\text{Mg}_{0.07}\text{Mn}_{0.02}\text{Si}_{0.01}\text{V}_{0.01}\text{Al}_{0.01}\text{Zn}_{0.01}\square_{0.35})_{\Sigma 3.00}\text{O}_4$ ($O = 4$), как и рентгенограмма порошка, соответствуют маггемиту.

В соответствии с полученными химическими составами изученные шпинелиды были разделены на две серии под условными названиями «неизменные» и «окисленные». Составы (всего их 134), отвечающие «неизменным» шпинелидам, были пересчитаны на формулы на основе суммы катионов, равной 3, и суммы положительных зарядов, равной 8.

«Окисленные» разновидности, составы которых отвечают маггемиту и титаномаггемиту, были сначала дополнительно диагностированы по оптическим характеристикам в отраженном свете и данным порошковой рентгенографии. Оптические исследования выполнены для всех исследованных зерен, рентгеновские данные были получены только для наиболее крупных из них. В отраженном свете маггемит и титаномаггемит изотропны, цвет – голубовато-серый до голубовато-белого, по отражению близки к магнетиту (Справочник-определитель..., 1988). Составы «окисленных» разновидностей были пересчитаны на формулы на основе суммы положительных зарядов, равной 8, в предположении, что все железо находится в трехвалентной форме. Следует отметить, что химические анализы, отвечающие

Таблица 4. Химический состав (1) и данные порошковой рентгенографии (2) для зерна маггемита (образец КНТ-51а/07).**Table 4.** Composition (1) and powder X-ray diffraction data (2) for maghemite (sample KNT-51a/07).

1		2								
Компонент	Мас. %	Образец КНТ-51а/07		Маггемит ICDD 00-039-1346		Магнетит ICDD 19-629				
		$d_{изм}, \text{Å}$	$I_{изм}$	$d, \text{Å}$	I	$d, \text{Å}$	I	$d, \text{Å}$	I	
SiO ₂	0.40	2.958	80	2.958	35	4.852	8	1.122	4	
TiO ₂	3.48	2.524	100	2.518	100	2.967	30	1.093	12	
Al ₂ O ₃	0.17	2.089	80	2.089	16	2.532	100	1.050	6	
V ₂ O ₃	0.54	1.610	70	1.704	10	2.424	8	0.990	2	
Fe ₂ O ₃	94.00	1.478	90	1.607	24	2.099	20	0.969	6	
MgO	1.47	1.275	50	1.476	34	1.715	10	0.963	4	
CaO	0.06	1.090	70	–		1.616	30	0.939	4	
MnO	0.77	–			–		1.484	40	0.895	2
ZnO	0.35						1.419	2	0.880	6
Сумма	101.24						1.328	4	0.857	8
		–			–		1.281	10	0.823	4
							1.266	4	0.812	6
							1.212	2	–	

Примечание. ICDD – International Centre for Diffraction Data (Международный центр дифракционных данных).

маггемиту и титаномаггемиту, имеют низкую исходную сумму компонентов (в среднем 93 мас. %), поэтому пересчет таких анализов на формулы на основе суммы катионов, равной 3, и суммы положительных зарядов, равной 8, с учетом рассчитанных содержаний Fe₂O₃ и FeO дает сумму анализа ниже 97 мас. %.

После расчета формул минеральные виды были определены в соответствии с номенклатурой, представленной в работе (Bosi et al., 2019). Все химические составы минералов рассматриваемой группы собраны в электронном приложении <https://disk.yandex.ru/i/C8gEbJ34eYhMwg>, в тексте статьи приведены только наиболее представительные из них.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МОРФОЛОГИЯ ШПИНЕЛИДОВ

Общие закономерности химического состава. Химический состав шпинелидов «неизменной» серии варьирует широко, однако главными компонентами всегда являются железо, хром и титан, характерными примесями – Mg, Al, Ca, V, относительно редко встречающимися примесями – Si, Mn, Zn и Ni. Большинство составов, согласно номенклатуре минералов надгруппы шпинели (Bosi et al., 2019), соответствуют магнетиту, менее широко представлены хромит, ульвошпинель и магнезиоферрит.

Для выявления закономерностей изменения составов шпинелидов «неизменной» серии был применен факторный анализ (Белонин и др., 1982). На рис. 4, а представлены результаты факторного анализа данных о составе (коэффициенты в формулах, к.ф.) «неизменных» шпинелидов. Фактор F1, наибольший по вкладу (34%),

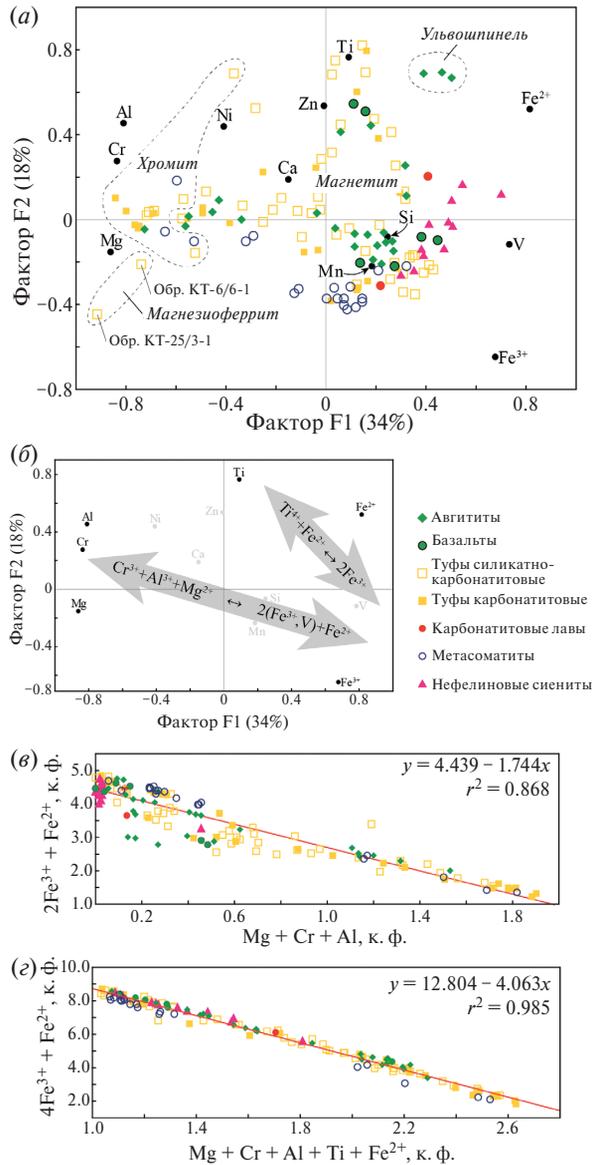
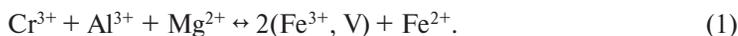


Рис. 4. Закономерности изменения химического состава «неизменных» шпинелидов из пород Контозерского комплекса.

a – результаты факторного анализа данных о составе (к.ф.) «неизменных» шпинелидов. Поля, ограниченные пунктирными линиями, объединяют точки, отвечающие хромиту, ульвошпинели и магнезиоферриту. Например, магнезиоферриту отвечают только два анализа – из образцов КТ-6/6-1 и КТ-25/3-1; они подписаны на рисунке. Остальные точки соответствуют магнетиту; *b* – две основные схемы изоморфных замещений, выявленные на основании результатов факторного анализа; *c*, *d* – корреляции элементов при изоморфных замещениях в «неизменных» шпинелидах.

Fig. 4. Chemical composition of “unaltered” spinel supergroup minerals from rocks of the Kontozero complex. *a* – results of the factor analysis of data on the composition (*apfu*) of “unchanged” spinel supergroup minerals. Fields delineated by dotted lines unite points corresponding to chromite, ulvöspinel and magnesioferrite. For example, only two analyses (КТ-6/6-1 and КТ-25/3-1) correspond to magnesioferrite. The remaining points correspond to magnetite; *b* – two main substitution schemes revealed on the basis of the results of the factor analysis; *c*, *d* – correlations of elements in chemical composition of “unchanged” spinel supergroup minerals.

имеет значимые положительные факторные нагрузки на Fe^{3+} (0.677), Fe^{2+} (0.815), V (0.731) и отрицательные факторные нагрузки на Al (−0.808), Cr (−0.837) и Mg (−0.862). Таким образом, фактор F1 указывает на антагонизм Fe^{3+} , Fe^{2+} , V и Al, Cr, Mg, отражая изоморфное замещение по схеме (рис. 4, б):



Фактор F2 (вклад 18%) имеет значимые положительные нагрузки на Ti (0.766), Fe^{2+} (0.520) и отрицательные нагрузки на $-\text{Fe}^{3+}$ (−0.644). Это указывает на изоморфное замещение по схеме (рис. 4, б):



На рис. 4, а точки, отвечающие составам изученных минералов, не образуют изолированных полей и демонстрируют постепенные переходы от магнетита, через обогащенный титаном, хромом и магнием магнетит к ульвошпинели, хромиту и магнезиоферриту.

Изоморфная схема (1) проиллюстрирована на рис. 4, в, где показана корреляция между суммарным содержанием хрома, алюминия и магния с одной стороны и содержанием двух- и трехвалентного железа — с другой. Однако, видимо, изоморфная схема (1) реализуется не самостоятельно, а одновременно со схемой (2). Действительно, если объединить эти две схемы: $\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{2+} \leftrightarrow 4\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ и построить график корреляции между суммарным содержанием компонентов в левой и правой части, то коэффициент корреляции (r^2) будет очень близок к единице (рис. 4, з).

В «неизменных» шпинелидах из авгититов, карбонатитовых и силикатно-карбонатитовых туфов наблюдается повышенное содержание хрома, магния и алюминия (рис. 4, а), т.е. преимущественно реализуется схема (1). Напротив, в шпинелидах из щелочных базальтов, нефелиновых сиенитов и карбонатитовых лав увеличено содержание титана, т.е. доминирует схема (2).

Магнетит. Магнетит является наиболее распространенным минералом надгруппы шпинели в породах Контозерского комплекса. В авгититах магнетит образует мелкие (до 30 мкм в поперечнике) кубического облика или неправильной формы однородные зерна в основной массе породы и гораздо более крупные (до 1 мм в поперечнике) ксеноморфные зерна, содержащие включения диоксида и серпентина (серпентинизированного вулканического стекла?) (рис. 5, а). Такие крупные зерна, как правило, зональны по составу: их центральные части обогащены хромом, а края — титаном (рис. 5, а; табл. 5, ан. 1 и 2).

В авгититах, кроме того, магнетит слагает центральные части зональных сегрегаций в ассоциации с перовскитом, титанитом и андрадитом (рис. 5, б). В щелочных базальтах магнетит рассеян в виде мельчайших гомогенных зерен в основной массе породы и, кроме того, образует относительно крупные хорошо образованные кристаллы размером до 0.5 мм в поперечнике, содержащие ламели ильменита (рис. 5, в). Некоторые из кристаллов с ильменитовыми ламелями находятся внутри вкрапленников диоксида. В изученных образцах фонолитов магнетит не обнаружен, в этих породах широко распространен ильменит. В нефелиновых сиенитах магнетит является характерным аксессуарным минералом, образует мелкие (до 100 мкм в поперечнике) гомогенные зерна неправильной формы и встречается, как правило, в ассоциации с титанитом и флогопитом (рис. 5, г). В карбонатитовых лавах магнетит в качестве аксессуарного минерала образует мелкие однородные зерна неправильной формы или кристаллы кубического облика. В карбонатитовых туфах встречаются зональные скелетные кристаллы магнетита, центральная часть которых обогащена хромом (рис.

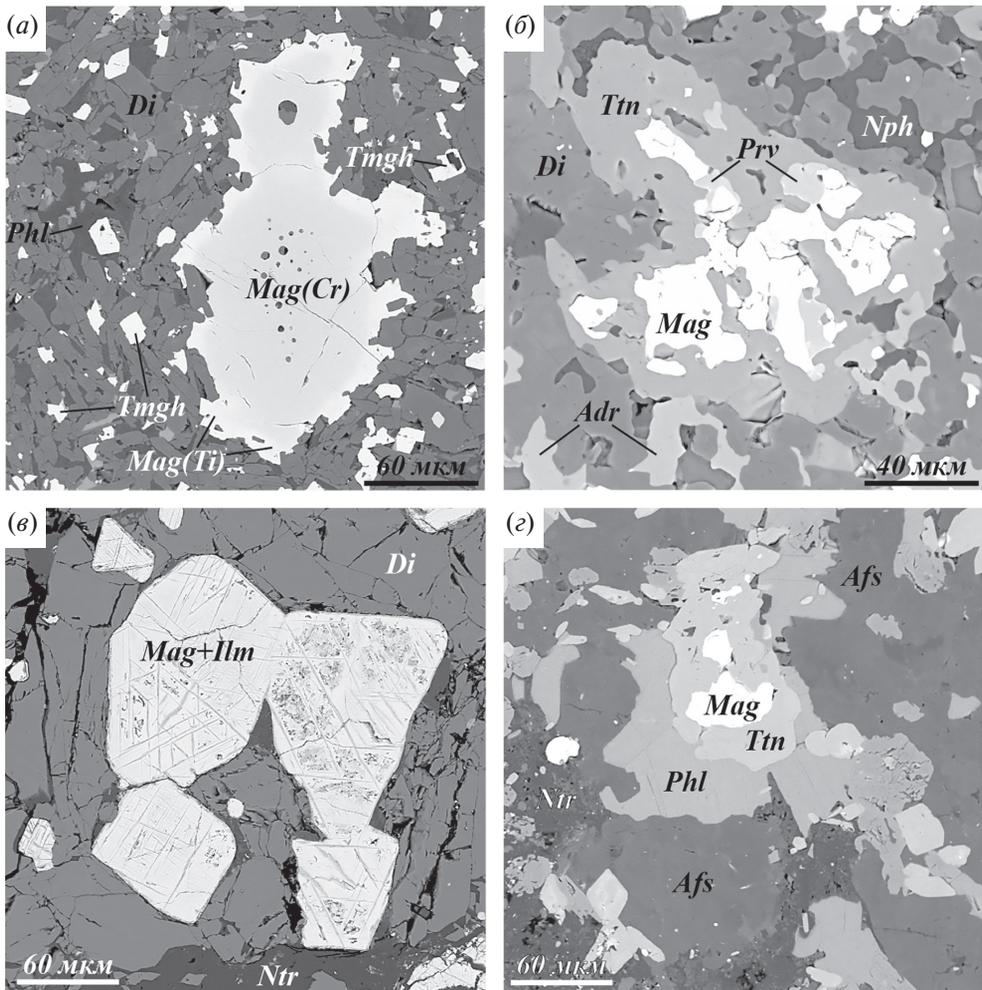


Рис. 5. Морфология и минеральные ассоциации магнетита в породах Контозерского комплекса.

a – зональное зерно магнетита в авгитите (образец КТ-28/2). В центральной части зерна находятся расплавленные включения, состоящие из диопсида и серпентина; *б* – магнетит, окруженный перовскитом и титанитом в авгитите (образец КТ-33/1а); *в* – магнетит с решеткой ильменита в щелочном базальте (образец КТ-22/1); *г* – магнетит в нефелиновом сиените (образец КТ-27/5-1). Adr – андрадит, Afs – K-Na полевой шпат, Di – диопсид, Ilm – ильменит, Mag – магнетит (в том числе Mag(Cr) – магнетит, обогащенный хромом и Mag(Ti) – магнетит, обогащенный титаном), Nph – нефелин, Phl – флогопит, Prv – перовскит, Tmgh – титаномаггемит, Ttn – титанит. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 5. Morphology and mineral assemblages of magnetite from rocks of the Kontozero complex.

a – zonal magnetite grain in augite (sample КТ-28/2). There are melt inclusions consisting of diopside and serpentine in the core; *б* – magnetite surrounded by perovskite and titanite in augite (sample КТ-33/1а); *в* – magnetite with ilmenite lamellae in alkali basalt (sample КТ-22/1); *г* – magnetite in nepheline syenite (sample КТ-27/5-1). Adr – andradite, Afs – K-Na feldspar, Di – diopside, Ilm – ilmenite, Mag – magnetite, Mag(Cr) – Cr-rich magnetite, Mag(Ti) – Ti-rich magnetite, Nph – nepheline, Phl – phlogopite, Prv – perovskite, Tmgh – titanomaghemite, Ttn – titanite. BSE images.

6, *в*–*г*, табл. 5, ан. 9 и 10). Однако обычно и в карбонатитовых и в силикатно-карбонатитовых туфах магнетит сохраняется только в центральных частях зерен, а по их периферии развивается маггемит (рис. 6, *а*–*б*, табл. 5, ан. 8 и табл. 6, ан. 8) или титаномаггемит.

Таблица 5. Репрезентативные химические анализы магнетита (мас. %)

Table 5. Representative chemical analyses of magnetite (wt %)

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Образец	КТ-28/2		КТ-33/1а	КТ-22/1	КТ-27/5-1	КНТ-6/726.0	КТ-36/2	КТ-6/5	КНТ-51/07	
Порода	Авгититы			Щелочной базальт	Нефелиновый сиенит	Карбонатиты		Карбонатитовый туф	Силикатно-карбонатитовый туф	
Позиция	Mag(Cr) на рис. 5, а	Mag(Ti) на рис. 5, а	Mag на рис. 5, б	Mag на рис. 5, в	Mag на рис. 5, з	-	-	Mag(Ti) на рис. 6, б	Mag(Cr) на рис. 6, в	Mag на рис. 6, в
SiO ₂	Н.у.о			1.69	Н.у.о				1.55	
TiO ₂	6.67	14.62	4.74	3.61	6.38	3.38	12.90	10.42	10.04	6.85
Al ₂ O ₃	4.82	3.76	0.29	0.85	Н.у.о	0.69	0.88	3.43	3.83	1.12
Cr ₂ O ₃	24.72	4.33	Н.у.о					15.63	21.20	Н.у.о
V ₂ O ₃	Н.у.о	0.31	0.22	0.21	0.60	0.31	0.43	0.22	0.23	0.13
Fe ₂ O ₃ _{расч}	31.04	32.96	58.69	55.60	55.75	62.68	43.87	29.35	23.88	50.07
FeO _{расч}	24.96	40.53	32.46	35.54	35.63	29.68	38.91	40.32	38.01	37.39
MnO	Н.у.о	1.44	1.02	0.32	0.98	2.16	1.46	Н.у.о		
MgO	8.91	2.02	0.77	Н.у.о		1.71	1.74	Н.у.о		0.74
CaO	Н.у.о	0.12	0.29	0.12	Н.у.о		0.21	Н.у.о	0.08	0.22
ZnO	Н.у.о			0.26	0.25	Н.у.о		1.46	3.98	0.25
NiO	0.21	0.24	Н.у.о					0.26	Н.у.о	0.20
Сумма	101.33	100.33	98.48	98.20	99.59	100.61	100.40	101.09	101.25	98.52
Коэффициенты в формуле (A + B = 3, O = 4)										
Si	-			0.065	-					0.059
Ti	0.171	0.401	0.138	0.105	0.184	0.095	0.361	0.288	0.277	0.196
Al	0.194	0.161	0.013	0.039	-	0.031	0.039	0.149	0.166	0.050
Cr	0.667	0.125	-					0.455	0.615	-
V	-	0.009	0.007	0.006	0.018	0.009	0.013	0.006	0.007	0.004
Fe ³⁺	0.797	0.904	1.705	1.615	1.613	1.769	1.227	0.813	0.659	1.435
Fe ²⁺	0.712	1.235	1.048	1.147	1.145	0.931	1.210	1.241	1.166	1.191
Mn	-	0.044	0.033	0.010	0.032	0.069	0.046	-		
Mg	0.453	0.110	0.044	-		0.096	0.096	-		0.042
Ca	-	0.005	0.012	0.005	-		0.008	-	0.003	0.009
Zn	-			0.007	0.007	-		0.040	0.108	0.007
Ni	0.006	0.007	-					0.008	-	0.006
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Примечание. Fe₂O₃_{расч} и FeO_{расч} – содержания рассчитаны по коэффициентам в формуле; Н.у.о. – ниже уровня определения.

Химический состав магнетита варьирует в очень широких пределах (рис. 4, табл. 5), для него характерно обогащение хромом, вплоть до составов, пограничных с хромитом (ан. 1, табл. 5), а также титаном (ан. 2 и 7, табл. 5), вплоть до составов, близких к границе с ульвошпинелью. Также магнетит может быть обогащен титаном и хромом одновременно (например, ан. 8, табл. 5).

Маггемитизация (образование маггемита по магнетиту) магнетита наиболее широко проявлена в карбонатсодержащих пирокластических породах: карбонатитовых и силикатно-карбонатитовых туфах. В этих породах часто все зерна магнетита, в том числе и довольно крупные, полностью превращены в маггемит. В табл. 6 попарно (ан. 1–2, 3–4 и 5–6) приведены химические составы магнетита и маггемита из одних и тех же зерен, где магнетит все же сохранился в виде реликтов. В авгититах, щелочных базальтах и нефелиновых сиенитах маггемитизацией затронуты обычно краевые части крупных кристаллов и только мелкие зерна превращены в маггемит полностью.

Маггемит, титаномаггемит и ассоциирующие минералы. Маггемит – второй по распространенности после магнетита шпинелид в породах Контозерского комплекса; титаномаггемит распространен менее широко. Зерна маггемита и титаномаггемита, как правило, содержат многочисленные поры и мельчайшие ветвящиеся трещины, часто заполненные разнообразными карбонатами – кальцитом, доломитом, анкеритом, сидеритом (рис. 6, *a–б*; рис. 7, *a–г*). Для маггемита и титаномаггемита также характерна ассоциация с анатазом – мелкие зерна этого минерала создают ореолы вокруг выделений маггемита и титаномаггемита (рис. 6, *a*), находятся в сростаниях ними (рис. 7, *a*) или располагаются внутри вместе с разнообразными карбонатами (рис. 7, *б, в*). Анатаз диагностирован по химическому составу и по спектрам комбинационного рассеяния. Состав ($n = 4$, мас. %): TiO_2 99.09–99.87, Fe_2O_3 0.00–0.44, Nb_2O_5 0.00–0.27, сумма 99.80–100.12 соответствует формуле TiO_2 . Положения наиболее интенсивных пиков на спектре комбинационного рассеяния (146, 199, 397, 515, 640 cm^{-1}) соответствуют анатазу (<https://rruff.info>; RRUFF ID: R060277.3).

Появление анатаза всегда сопровождается образованием вокруг выделений (титано)маггемита очень тонкой (до 10 мкм шириной) каймы гематита (?) (рис. 7, *д*). Гематит здесь указан под вопросом, поскольку полной диагностики этого минерала, ввиду малых размеров его выделений, выполнить не удалось. В отраженном свете минерал светло-коричневый, отчетливо анизотропен. Химический состав гематита (?) ($n = 3$, мас. %): Fe_2O_3 98.86–99.21, TiO_2 0.69–0.94, Al_2O_3 0.00–0.37, Cr_2O_3 0.00–0.19, V_2O_5 0.27–0.48, MgO 0.00–0.26, CaO 0.10–0.47, NiO 0.00–0.31, сумма 100.30–101.10 соответствует формуле $(\text{Fe}_{1.95-1.96}\text{Ti}_{0.01-0.02}\text{Al}_{0.00-0.01}\text{Mg}_{0.00-0.01}\text{Ca}_{0.00-0.01}\text{Ni}_{0.00-0.01}\text{V}_{0.00-0.01})_{\Sigma 2.00}\text{O}_3$.

В щелочных базальтах и авгититах титаномаггемит образует мелкие ксеноморфные зерна в основной массе породы (рис. 7, *e*). Отметим, что в исследованных образцах маггемит довольно часто образует каймы вокруг магнетита (например, рис. 3; рис. 6, *a, б*), однако титаномаггемит всегда встречается самостоятельно (например, рис. 7, *б*). Репрезентативные анализы маггемита представлены в табл. 6, а титаномаггемита – в табл. 7.

Ульвошпинель. Ульвошпинель – относительно редкий минерал изученных пород. Он обнаружен только в одном образце авгитита (рис. 8, *a, б*). Ульвошпинель здесь образует мелкие (размером до 60 мкм в поперечнике) ксеноморфные, иногда скелетные, зерна в мелкозернистой массе (рис. 8, *a*) или слагает каймы вокруг зерен магнетита, обогащенного хромом (рис. 8, *б*). Химические анализы ульвошпинели представлены в табл. 8 (ан. 1–3). Для этого минерала характерны примеси алюминия (Al_2O_3 до 2.74 мас. %), хрома (Cr_2O_3 до 2.56 мас. %), магния (MgO до 1.37 мас. %) и марганца (MnO до 1.92 мас. %).

Таблица 6. Репрезентативные химические анализы магнетита и маггемита (мас. %)**Table 6.** Representative chemical analyses of magnetite and maghemite (wt %)

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Минерал	Магнетит	Маггемит	Магнетит	Маггемит	Магнетит	Маггемит	Маггемит	Маггемит	Маггемит	Маггемит	
Образец	КОНТ-2/07	КОНТ-2/07	КТ-32/1	КТ-32/1	КТ-32/1	КТ-32/1	КТ-32/1	КНТ-6/860.0	КТ-6/5	КТ-6/1	КНТ-6/561.6
Порода	Силикатно-карбонатитовые туфы							Карбонатитовые туфы			
Позиция	Центр	Край	Центр	Край	Центр	Край	-	Рис. 6, б	-		
SiO ₂	Н.у.о	1.16	Н.у.о	0.54	Н.у.о	0.48	2.67	2.48	0.44	2.18	
TiO ₂	8.78	7.21	3.16	2.61	3.87	2.63	8.86	2.16	7.17	3.57	
Al ₂ O ₃	2.64	1.33	0.34	0.30	0.24	0.28	0.53	0.81	0.74	1.08	
Cr ₂ O ₃	Н.у.о		0.05	0.06	Н.у.о			6.99	7.62	Н.у.о	
V ₂ O ₃	0.28	0.28	0.34	0.30	0.31	0.30	Н.у.о	0.19	0.15	0.60	
Fe ₂ O ₃ *	50.65	84.66	61.64	95.74	60.78	95.42	87.94	85.44	81.95	90.87	
FeO**	32.16	-	33.76	-	33.31	-					
MnO	1.04	2.40	Н.у.о		0.66	0.12	Н.у.о	Н.у.о		0.47	
MgO	4.13	3.34			0.36	н.у.о.	0.52			0.21	
CaO	н.у.о.	0.16	0.06	0.09	Н.у.о			0.93	Н.у.о	0.50	
ZnO	Н.у.о							Н.у.о	0.21	Н.у.о	
NiO								0.27	0.48		
Сумма	99.68	100.54	99.35	99.64	99.53	99.23	100.83	99.27	98.76	99.48	
Коэффициенты в формуле (магнетит: $A + B = 3$, $O = 4$; маггемит: $O = 4$)											
Si	-	0.039	-	0.019	-	0.017	0.089	0.086	0.015	0.075	
Ti	0.242	0.183	0.092	0.069	0.112	0.070	0.222	0.056	0.187	0.092	
Al	0.114	0.053	0.015	0.012	0.011	0.012	0.021	0.033	0.030	0.044	
Cr	-		0.002	0.002	-			0.191	0.209	-	
V	0.008	0.008	0.011	0.008	0.010	0.008	-	0.005	0.004	0.017	
Fe ³⁺	1.395	2.149	1.789	2.525	1.756	2.529	2.206	2.221	2.141	2.354	
Fe ²⁺	0.984	-	1.089	-	1.070	-					
Mn	0.032	0.069	-		0.021	0.004	-		0.014		
Mg	0.225	0.168			0.020	-	0.026	-		0.011	
Ca	-	0.006	0.002	0.003	-			0.034	-	0.018	
Zn	-							-	0.005	-	
Ni								0.008	0.013		
Сумма	3.000	2.675	3.000	2.638	3.000	2.640	2.572	2.634	2.604	2.625	

Примечание. * – для маггемита все железо приведено в виде Fe₂O₃, для магнетита содержание Fe₂O₃ рассчитано по коэффициенту в формуле; ** – содержание FeO для магнетита рассчитано по коэффициенту в формуле.

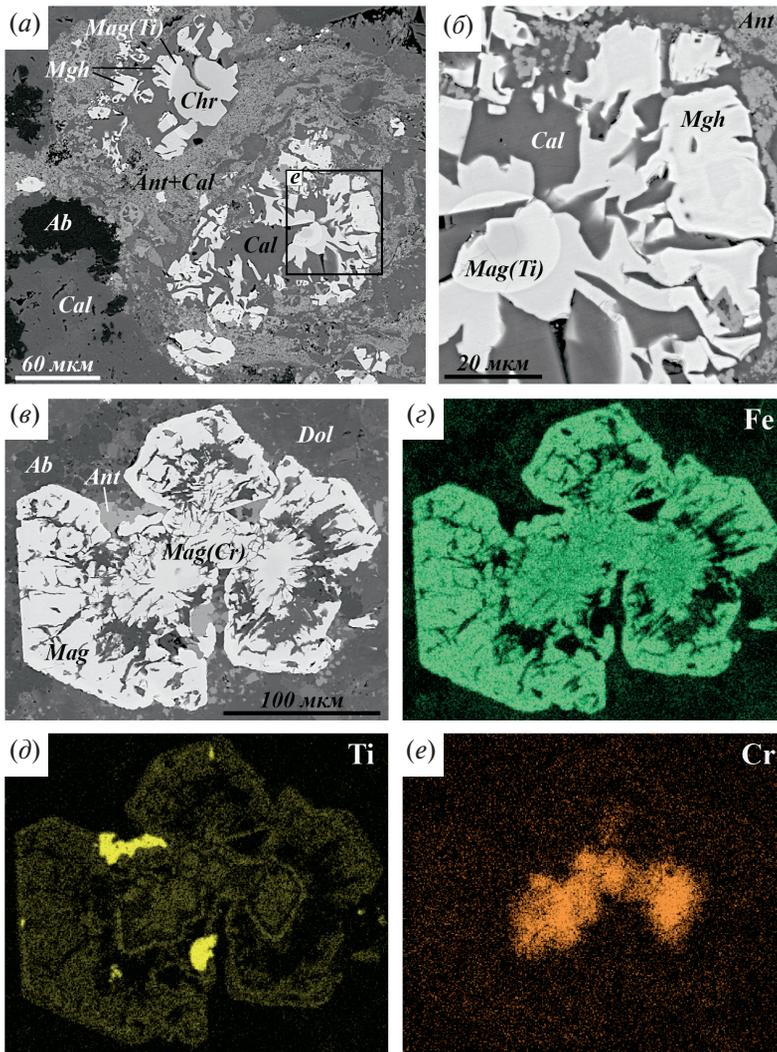


Рис. 6. Морфология, минеральные ассоциации и химический состав магнетита в породах Контозерского комплекса.

a – магнетит, окруженный маггемитом в сростании с кальцитом (справа внизу) и хромит, окруженный магнетитом и маггемитом (слева сверху) в карбонатитовом туфе (образец КТ-6/5); *б* – детальное изображение рисунка *a*; *в* – зональное скелетное зерно магнетита из силикатно-карбонатитового туфа (образец КНТ-51а/07). Центральная часть обогащена хромом, а периферическая хрома не содержит; *г–е* – изображения зонального скелетного зерна магнетита в характеристическом излучении Fe, Ti и Cr. Ab – альбит, Ant – анатаз, Cal – кальцит, Chr – хромит, Dol – доломит, Mag – магнетит (в том числе Mag(Ti) – магнетит, обогащенный титаном и Mag(Cr) – магнетит, обогащенный хромом), Mgh – маггемит. Изображения в обратно-рассеянных электронах (*a–в*), в характеристическом излучении элементов, указанных в правом верхнем углу каждого из рисунков (*г–е*).

Fig. 6. Morphology and mineral assemblages of magnetite from rocks of the Kontozero complex.

a – magnetite surrounded by maghemite and calcite (bottom right) and chromite surrounded by magnetite and maghemite (top left) in carbonatite tuff (sample KT-6/5); *б* – detailed image of Fig. *a*; *в* – zonal skeletal magnetite crystal from silicate-carbonatite tuff (sample KNT-51a/07): the core is Cr-rich magnetite, and the rim does not contain chromium; *г–е* – images of a zonal skeletal magnetite crystal in the characteristic radiation of Fe, Ti and Cr. Ab – albite; Ant – anatase; Cal – calcite; Chr – chromite; Dol – dolomite; Mag – magnetite; Mag(Ti) – Ti-rich magnetite; Mag(Cr) – Cr-rich magnetite; Mgh – maghemite. BSE images (*a–c*) and images in the characteristic radiation of the elements indicated in the upper right corner of each of the figures (*d–e*).

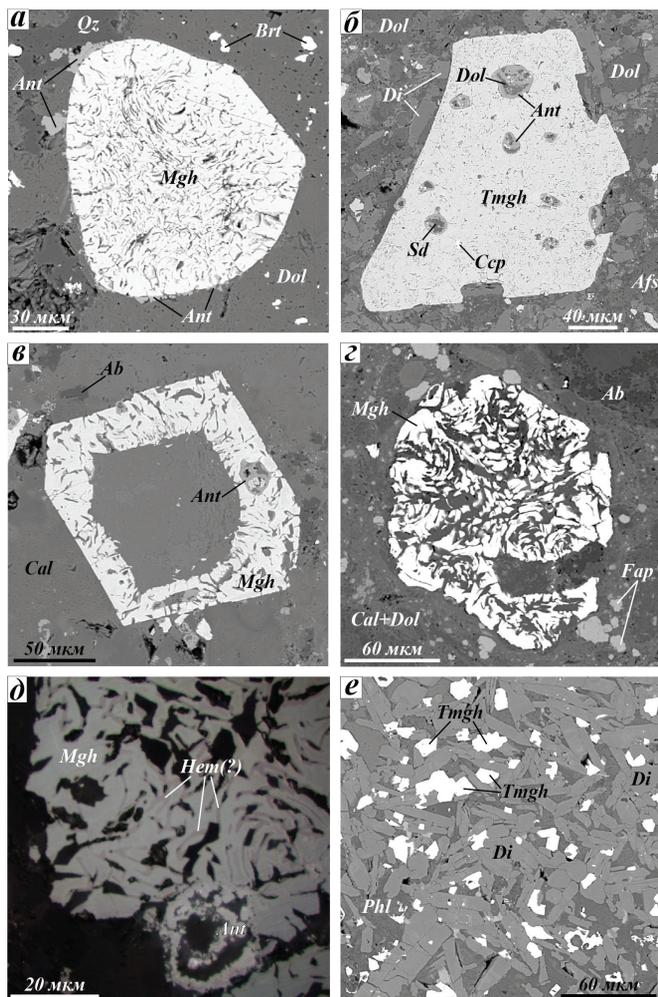


Рис. 7. Морфология и минеральные ассоциации маггемита и титаномэггемита в породах Контозерского комплекса.

a – маггемит в ассоциации с анатазом в силикатно-карбонатитовом туфе (образец КОНТ-2/07); *б* – зерно титаномэггемита с включениями анатаза, доломита, сидерита и халькопирита в силикатно-карбонатитовом туфе (образец КТ-32/1); *в* – маггемит в карбонатитовом туфе в ассоциации с анатазом, кальцитом и альбитом (образец КТ-6/5); *г* – зерно маггемита в силикатно-карбонатитовом туфе (образец КНТ-51а-07); *д* – каймы гематита(?) вокруг маггемита в карбонатитовом туфе (образец КТ-6/5); *е* – титаномэггемит в авгитите (образец КТ-28/2). Аб – альбит, Аfs – К-Na полевой шпат, Ant – анатаз, Brt – барит, Cal – кальцит, Ccp – халькопирит, Di – диопсид, Dol – доломит, Fap – фторапатит, Hem(?) – гематит(?), Mgh – маггемит, Phl – флогопит, Qz – кварц, Tmgh – титаномэггемит, Sd – сидерит. Изображения в обратно-рассеянных электронах (*a–г, е*) и фото в отраженном свете (*д*).

Fig. 7. Morphology and mineral assemblages of maghemite and titanomaghemite from rocks of the Kontozero complex.

a – maghemite in association with anatase in silicate-carbonatite tuff (sample KONT-2/07); *б* – titanomaghemite grain with inclusions of anatase, dolomite, siderite, and chalcopyrite in silicate-carbonatite tuff (sample KT-32/1); *в* – maghemite in association with anatase, calcite and albite in carbonatite tuff (sample KT-6/5); *г* – maghemite grain in silicate-carbonatite tuff (sample KNT-51a-07); *д* – hematite(?) rims around maghemite in carbonatite tuff (sample KT-6/5); *е* – titanomaghemite in augitite (sample KT-28/2). Ab – albite, Afs – K-Na feldspar, Ant – anatase, Brt – barite, Cal – calcite, Ccp – chalcopyrite, Di – diopside, Dol – dolomite, Fap – fluorapatite, Hem(?) – hematite(?), Mgh – maghemite, Phl – phlogopite, Qz – quartz, Tmgh – titanomaghemite, Sd – siderite. BSE images (*a–г, е*) and photo in reflected light (*д*).

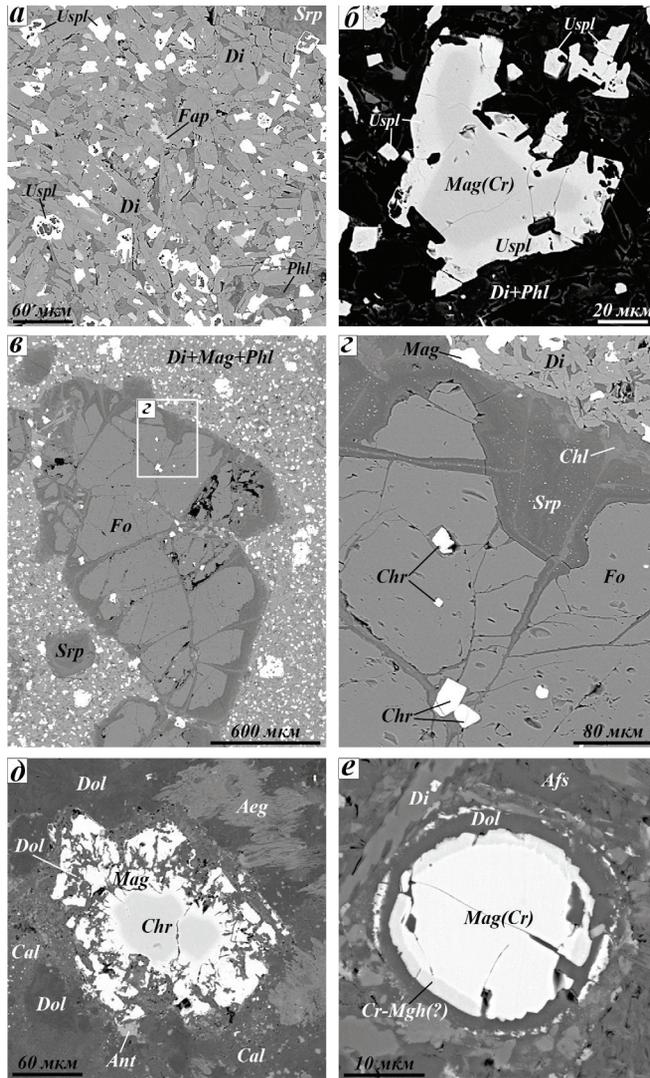


Рис. 8. Морфология и минеральные ассоциации шпинелидов в породах Контозерского комплекса.

a – зерна ульвошпинели в мелкозернистой массе авгитита (образец КТ-30/1); *б* – кайма ульвошпинели вокруг обогащенного хромом магнетита в авгитите (образец КТ-30/1); *в* – зерна хромита внутри вкрапленников форстерита в авгитите (образец КТ-30/1); *г* – детальное изображение рис. *в*; *д* – хромит, окруженный каймой магнетита в силикатно-карбонатитовом туфе (образец КНТ-51а/07); *е* – обогащенный хромом магнетит, окруженный каймой «хроммагемита» в силикатно-карбонатитовом туфе (образец КТ-6/1). Aeg – эгирин, Afs – K-Na полевой шпат, Ant – анатаз, Cal – кальцит, Chl – хлорит, Chr – хромит, Di – диопсид, Dol – доломит, Fap – фторапатит, Fo – форстерит, Mag – магнетит (в том числе Mag(Cr) – магнетит, обогащенный хромом), Cr-Mgh – «хроммагемит», Phl – флогопит, Srp – серпентин, Uspl – ульвошпинель. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 8. Morphology and mineral assemblages of spinel supergroup minerals from rocks of the Kontozero complex. *a* – ulvöspinel grains in fine-grained groundmass of augite (sample KT-30/1); *b* – ulvöspinel rim around Cr-rich magnetite in augite (sample KT-30/1); *c* – chromite grains within forsterite phenocrysts in augite (sample KT-30/1); *d* – detailed image of Fig. *c*; *e* – Cr-rich magnetite surrounded by “Cr-maghemite” rim in silicate-carbonatite tuff (sample KT-6/1). Aeg – aegirine, Afs – K-Na feldspar, Ant – anatase, Cal – calcite, Chl – chlorite, Chr – chromite, Di – diopside, Dol – dolomite, Fap – fluorapatite, Fo – forsterite, Mag – magnetite (including Mag(Cr) – Cr-rich magnetite), Cr-Mgh – “Cr-maghemite”, Phl – phlogopite, Srp – serpentine, Uspl – ulvöspinel. BSE images.

Таблица 7. Репрезентативные химические анализы титаномаггемита (мас. %)**Table 7.** Representative chemical analyses titanomaghemite (wt %)

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	КТ-28/2	КТ-21/1		КТ-42/5	КТ-6/1	КТ-2/2	КНТ-6/ 860.0	КТ-32/1
Порода	Авгитит	Щелочной базальт		Карбонатитовый туфы		Силикатно-карбонатитовые туфы		
Пози- ция	–	–	–	–	–		–	Рис. 7, б
SiO ₂	0.34	Н.у.о		2.77	Н.у.о		1.39	Н.у.о
TiO ₂	19.50	22.07	19.45	13.69	20.00	14.45	16.34	13.01
Al ₂ O ₃	0.85	1.92	1.05	0.94	Н.у.о	3.24	0.35	1.78
Cr ₂ O ₃	Н.у.о	0.43	Н.у.о	0.47	0.60	Н.у.о		0.09
V ₂ O ₃	0.44	0.45	0.49	0.25	0.47	0.30	0.39	0.28
Fe ₂ O ₃	78.41	76.26	75.74	82.45	77.58	82.61	82.68	85.07
MnO	1.17	0.28	0.70	Н.у.о				0.12
MgO	Н.у.о		3.71	0.24	Н.у.о		0.23	Н.у.о
CaO	0.57	0.09	Н.у.о		0.22	0.14	0.09	0.07
ZnO	Н.у.о	0.13	Н.у.о					0.16
Сумма	101.28	101.63	101.13	100.80	98.86	100.74	101.47	100.58
Коэффициенты в формуле (O = 4)								
Si	0.011	–		0.091	–		0.045	–
Ti	0.480	0.535	0.475	0.337	0.505	0.359	0.402	0.328
Al	0.033	0.072	0.040	0.036	–	0.126	0.014	0.070
Cr	–	0.011	–	0.012	0.016	–		0.002
V	0.012	0.012	0.013	0.007	0.013	0.008	0.010	0.008
Fe ³⁺	1.932	1.849	1.849	2.033	1.960	2.051	2.036	2.143
Mn	0.032	0.008	0.019	–				0.003
Mg	–		0.179	0.012	–		0.011	–
Ca	0.020	0.003	–		0.008	0.005	0.003	0.003
Zn	–	0.003	–					0.004
Сумма	2.520	2.493	2.575	2.528	2.502	2.549	2.521	2.561

Хромит. Хромит в авгититах встречен только в качестве включений во вкрапленниках форстерита, где он образует мелкие (до 50 мкм в поперечнике) кристаллы кубической формы (рис. 8, в, з). В туфах хромит встречается в составе обломков авгититов, а также в виде мелких фрагментов отдельных кристаллов. Кроме того, в туфах встречаются зерна хромита, окруженные скелетным магнетитом (рис. 8, д). Репрезентативные химические анализы хромита представлены в табл. 9. Состав хромита варьирует довольно широко – постоянными примесями являются титан (TiO₂ до 7.62 мас. %), алюминий (Al₂O₃ до 6.99 мас. %) и магний (MgO до 10.88 мас. %), а также никель (NiO до 0.36 мас. %).

Возможно, кроме маггемита и титаномаггемита, в исследованных образцах присутствует «хроммаггемит», образующийся при окислении двухвалентного железа в хромите или хромистом магнетите. На рис. 8, е показано мелкое зерно хромистого магнетита, окруженное каймой, предположительно «хроммаггемита». Состав

Таблица 8. Репрезентативные химические анализы ульвошпинели и магнезиоферрита (мас. %) **Table 8.** Representative chemical analyses of ulvöspinel and magnesioferrite (wt %)

Анализ	1	2	3	4	5
Минерал	Ульвошпинель			Магнезиоферрит	
Образец	КТ-30/1			КТ-6/6-1	КТ-25/3-1
Порода	Авгитит			Силикатно-карбонатитовые туфы	
SiO ₂	Н.у.о			0.26	Н.у.о
TiO ₂	19.74	19.62	19.96	11.84	2.06
Al ₂ O ₃	2.74	1.97	1.32	4.21	2.07
Cr ₂ O ₃	2.56	0.39	0.20	16.47	4.70
V ₂ O ₃	0.45	0.46	0.46	Н.у.о	
Fe ₂ O ₃ зрасч	24.82	27.69	27.64	32.72	69.25
FeOрасч	45.22	44.84	45.26	19.66	0.987
MnO	1.92	1.42	1.28	Н.у.о	0.98
MgO	1.37	1.31	1.29	15.02	20.37
CaO	0.10	0.43	0.43	0.08	0.36
ZnO	Н.у.о	0.20	Н.у.о		
NiO	0.30	0.20	0.18	0.89	0.41
Сумма	99.22	98.53	98.02	101.15	100.60
Коэффициенты в формуле (A + B = 3, O = 4)					
Si				0.009	–
Ti	0.550	0.553	0.568	0.292	0.050
Al	0.120	0.087	0.059	0.163	0.080
Cr	0.075	0.012	0.006	0.427	0.121
V	0.013	0.014	0.014	–	
Fe ³⁺	0.692	0.781	0.786	0.808	1.698
Fe ²⁺	1.401	1.406	1.431	0.540	0.011
Mn	0.060	0.045	0.041	–	0.027
Mg	0.076	0.073	0.073	0.735	0.990
Ca	0.004	0.017	0.017	0.003	0.013
Zn	–	0.006	–		
Ni	0.009	0.006	0.005	0.023	0.011
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Примечание. Fe₂O₃зрасч и FeOрасч – содержания рассчитаны по коэффициентам в формуле.

хромистого магнетита (мас. %): TiO₂ 8.20, Al₂O₃ 3.49, 15.35 Cr₂O₃, Fe₂O₃(расч) 33.22, 36.27, CaO 0.19, ZnO 3.01, NiO 0.25, сумма 99.98 соответствует формуле Fe²⁺_{1.00}(Fe³⁺_{0.93}Cr_{0.45}Ti_{0.23}Al_{0.16}Fe²⁺_{0.13}Zn_{0.08}Ca_{0.01}Ni_{0.01})_{Σ2.00}O₄ (A + B = 3, O = 4). Содержания Fe₂O₃(расч) и FeO(расч) рассчитаны по коэффициентам в формуле. Состав «хроммагнетита» (мас. %): SiO₂ 1.56, TiO₂ 3.97, Al₂O₃ 2.90, Cr₂O₃ 12.81, Fe₂O₃ 72.57, MgO 0.40, CaO 0.99, ZnO 3.00, NiO 0.29 сумма 98.49 соответствует формуле (Cr_{0.35}Fe³⁺_{0.31}□_{0.34})_{Σ1.00}(Fe³⁺_{1.58}Ti_{0.10}Al_{0.12}Zn_{0.08}Si_{0.05}Ca_{0.04}Mg_{0.02}Ni_{0.01})_{Σ2.00}O₄ (O = 4). В отраженном свете «хроммагнетит» изотропен, цвет – серый с коричневатым оттенком, отражение низкое.

Таблица 9. Репрезентативные химические анализы хромита (мас. %)**Table 9.** Representative chemical analyses of chromite (wt %)

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Образец	КТ-30/1	КНТ-51а-07	КТ-8/1-1	КНТ-7/96.5	КТ-8/1	КТ-8/1	КТ-6/5	КНТ-6/659.2	КНТ-7/213.6
Порода	Авгитит	Силикатно-карбонатитовые туфы				Карбонатитовые туфы		Метасоматит	
Позиция	Рис. 8, з	Рис. 8, д	-						
TiO ₂	6.18	6.34	6.43	4.62	5.36	5.63	4.29	4.84	5.05
Al ₂ O ₃	5.34	5.48	5.15	6.02	6.60	6.99	5.39	5.54	5.76
Cr ₂ O ₃	29.44	39.08	32.39	45.43	39.12	38.61	42.30	38.30	42.33
V ₂ O ₃	Н.у.о			0.31	Н.у.о				0.25
Fe ₂ O ₃ расч	27.93	16.84	17.88	11.99	16.87	16.65	16.49	19.57	15.29
FeO _{расч}	21.62	24.56	32.25	22.25	22.66	21.96	22.40	22.03	20.77
MnO	Н.у.о			1.24	Н.у.о				2.08
MgO	10.88	9.27	1.32	8.56	9.53	9.75	8.95	9.61	9.31
CaO	Н.у.о		1.39	0.36	0.41	0.91	0.34	0.10	0.07
ZnO			2.06	0.20	Н.у.о			0.08	0.67
NiO	0.36	0.24	0.36	0.17	0.21	0.30	0.14	0.17	н.у.о.
Сумма	101.75	101.81	99.23	101.15	100.76	100.80	100.30	100.24	101.58
Коэффициенты в формуле (A + B = 3, O = 4)									
Ti	0.155	0.160	0.176	0.117	0.136	0.142	0.110	0.124	0.128
Al	0.210	0.217	0.221	0.240	0.262	0.276	0.217	0.222	0.228
Cr	0.777	1.037	0.935	1.213	1.040	1.022	1.140	1.030	1.124
V	-			0.008	-				0.007
Fe ³⁺	0.702	0.425	0.491	0.305	0.427	0.419	0.423	0.501	0.386
Fe ²⁺	0.604	0.690	0.984	0.628	0.637	0.615	0.639	0.626	0.583
Mn	-			0.035	-				0.059
Mg	0.542	0.464	0.072	0.431	0.478	0.486	0.455	0.487	0.466
Ca	-		0.054	0.013	0.015	0.033	0.012	0.004	0.003
Zn			0.056	0.005				0.002	0.017
Ni	0.010	0.006	0.011	0.005	0.006	0.008	0.004	0.005	-
Сумма	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Примечание. Fe₂O_{3расч} и FeO_{расч} – содержания рассчитаны по коэффициентам в формуле.

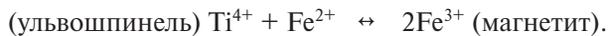
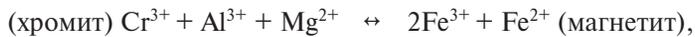
Магнезиоферрит. Магнезиоферрит – редкий минерал исследованных пород. В силикатно-карбонатитовых туфах было обнаружено лишь два мелких (40 и 60 мкм в поперечнике) зерна этого минерала. Одно из зерен (табл. 8, ан. 4) содержит значительную примесь титана и хрома, тогда как во втором (табл. 8, ан. 5) содержание примесей невелико.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В предшествующих работах в породах Контозерского комплекса был описан только один представитель шпинелидов – магнетит (Пятенко, Сапрыкина,

1976; Пятенко, Сапрыкина, 1981; Пятенко, Осокин, 1988; Арзамасцев и др., 1998; Arzamastsev, Petrovsky, 2012; Петровский и др., 2011; Kozlov et al., 2020). Наши исследования показали, что разнообразие этих минералов здесь гораздо шире: кроме магнетита обнаружены хромит, ульвошпинель, магнезиоферрит, маггемит и титаномаггемит. Самым редким минералом является магнезиоферрит, далее в порядке увеличения распространенности следуют ульвошпинель, хромит, титаномаггемит, маггемит и, наконец, магнетит. При этом магнетит, хромит, ульвошпинель и магнезиоферрит являются первичными минералами, кристаллизовавшимися непосредственно из расплава, а маггемит и титаномаггемит – вторичными, продуктами окисления магнетита и обогащенного титаном магнетита. Действительно, каймы маггемита вокруг реликтов магнетита, наблюдаются как в обратно-рассеянных электронах (рис. 3, а; рис. 6, а, б), так и в отраженном свете (рис. 3, б).

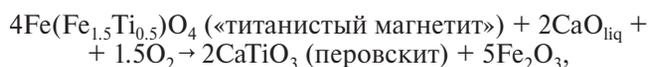
В изученных породах «неизменные» шпинелиды, т.е. магнетит, хромит, ульвошпинель и магнезиоферрит, связаны между собой постепенными переходами (рис. 4), их состав меняется в соответствии со следующими схемами изоморфных замещений:

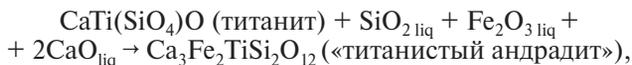


Хромит – один из самых ранних минералов пород Контозерского комплекса в целом. Он образует включения мелких кристаллов внутри вкрапленников магнезиального оливина (рис. 8, в, г) из авгититов самой нижней, терригенно-вулканогенной, толщи. Таким образом, хромит кристаллизовался из примитивного высокотемпературного и высокомагнезиального расплава до оливина или совместно с оливином. Температура кристаллизации, рассчитанная по шпинель-оливиновому геотермометру (Fabriès, 1979) для образца авгитита КТ-30/1 составляет 1288 °С. Для расчета были взяты: состав центральной части вкрапленника оливина (рис. 8, в, г) из образца КТ-30/1 (мас. %): SiO₂ 40.98, Cr₂O₃ 0.06, FeO 9.08, MnO 0.11, MgO 48.56, CaO 0.20, NiO 0.42, сумма 99.41 и состав хромита, образующего включения в этом оливине (табл. 9, ан. 1).

По мере кристаллизации авгититов хромит сменился сначала магнетитом, обогащенным хромом, а затем – магнетитом с высоким содержанием титана (вплоть до образования ульвошпинели). Так в авгититах образовались зональные зерна следующего состава (центр → край): хромит → титанистый магнетит, хромистый магнетит → титанистый магнетит (рис. 5, а), хромистый магнетит → ульвошпинель (рис. 8, б). Последним этапом кристаллизации шпинелидов в авгититах было образование в основной тонкозернистой массе мелких однородных кристаллов обогащенного титаном магнетита или ульвошпинели (рис. 8, а).

Вероятно, содержание титана в магнетите из авгититов определялось также присутствием других титансодержащих минералов, таких как титанит и перовскит (рис. 5, б). Действительно, в авгититах ульвошпинель не встречается в ассоциации с перечисленными минералами, а содержание титана в магнетите, ассоциирующем с титанитом и перовскитом не превышает 5 мас. % TiO₂ (например, табл. 5, ан. 3). Образование зональных сегрегаций магнетит – перовскит – титанит – андрадит (рис. 5, б), вероятно, связано с последовательным увеличением содержания кальция и кремния в магматическом расплаве и может быть представлено в виде последовательности схематических реакций:





где CaO_{liq} , $\text{SiO}_{2\text{liq}}$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{liq}}$ – компоненты расплава.

В щелочных базальтах, более поздних по отношению к авгититам породах согласно опубликованным данным (Кириченко, 1970; Сапрыкина и др., 1978), один из раннемагматических минералов – обогащенный титаном магнетит. Он кристаллизовался до диопсида или совместно с вкрапленниками диопсида, поскольку некоторые хорошо образованные кристаллы магнетита находятся внутри этих вкрапленников. В субсолидусных условиях в результате окисления структур распада ульвошпинель-магнетитового твердого раствора (Buddington, Lindsley, 1964) образовались сростания магнетита (матрица) и ламелей ильменита (рис. 5, *в*). Фугитивность кислорода при кристаллизации щелочных базальтов, оцененная по ильменит-магнетитовому парагенезису (Spencer, Lindsley, 1981) на примере образца КТ-22/1 (рис. 5, *в*) составляла $+2.64 \Delta\text{NNO}$. Для расчета были взяты состав ильменита (мас. %): TiO_2 36.27, ZrO_2 0.11, Al_2O_3 0.38, FeO 55.54, MnO 2.67, CaO 0.17, сумма 95.14 и состав магнетита (табл. 5, ан. 4). На завершающем этапе кристаллизации базальтов, в результате быстрого остывания, сформировалась основная тонкозернистая масса породы, содержащая мелкие гомогенные зерна обогащенного титаном магнетита.

Появление хромита и магнетита, обогащенного хромом и/или титаном, а также магнетита с ламелями ильменита в туфах связано с присутствием в этих породах фрагментов авгититов и щелочных базальтов. Действительно, состав шпинелидов из карбонатитовых и силикатно-карбонатитовых туфов повторяет состав этих минералов из авгититов (рис. 4, *а*, *в*, *г*).

Процессы низкотемпературного гидротермального окисления магнетита (в том числе – обогащенного титаном и/или хромом) и, вероятно, ульвошпинели с образованием маггемита и титаномаггемита проявлены во всех типах пород Контозерского комплекса. При переходе магнетита в маггемит происходит: (1) замена Fe^{2+} с ионным радиусом 0.80 \AA на Fe^{3+} с ионным радиусом 0.67 \AA и (2) одновременный вынос одной трети ионов Fe^{2+} из кристаллической структуры (Ozima et al., 1974; O'Reilly, 1983; Ge et al., 2014; Huang et al., 2023). Первый процесс приводит к значительному уменьшению параметров элементарной ячейки (Dunlop, Ödemir, 1997), вследствие чего новообразованный маггемит содержит множество микротрещин и пор (рис. 7, *а–г*). Вынос части ионов двухвалентного железа из кристаллической структуры происходит путем твердофазной диффузии и приводит к появлению вакансий (Housden, O'Reilly, 1990; Huang et al., 2023). Коэффициент твердофазной диффузии ионов Fe^{2+} и скорость превращения магнетита в маггемит сильно зависят от температуры; например, скорость диффузии при $150 \text{ }^\circ\text{C}$ на 12 порядков выше, чем при $30 \text{ }^\circ\text{C}$ (Van Velzen, Zijdeveld, 1995). Вероятно, разная интенсивность маггемитизации в изученных породах обусловлена разным температурным режимом.

Таким образом, в исследованных породах наблюдаются два типа окисления минералов надгруппы шпинели: (1) субсолидусное окисления структур распада ульвошпинель–магнетитового твердого раствора с образованием ламелей ильменита в магнетите (вкрапленники в щелочных базальтах) и (2) низкотемпературный процесс маггемитизации (во всех типах пород).

После образования (титано)маггемита происходило его частичное разложение с образованием гематита и анатаза. Именно благодаря этому вокруг (титано)маггемита появились ореолы мелких зерен анатаза (например, рис. 6, *а*; рис. 7, *д*) и каймы

гематита (рис. 7, д). Последовательный процесс низкотемпературного изменения: титаномагнетит → титаномаггемит → гематит + анатаз описан для эффузивных пород основного состава (Readman, O'Reilly, 1971; de Oliveira et al., 2002; Huang et al., 2023).

Финансирование. Исследование выполнено в рамках темы FMEZ-2024-0008 (аналитические исследования) и при поддержке проекта РНФ № 21-47-09010 (полевые работы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арзамасцев А.А., Беа Ф., Беляцкий Б.В., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Травин А.В., Монтере П. Палеозойские процессы плом-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерации / Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты : ГИ КНЦ РАН, **2002**. С. 104–145.

Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В. Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. **1998**. Т. 6. № 3. С. 316–336.

Балаганская Е.Г., Тиммерман М.Я., Лиферович Р.П., Курнарский Ю.М. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование флогопита из фоскорита Контозерского комплекса, Кольская щелочная карбонатитовая провинция, Балтийский щит / Геохимия магматических пород. М.: ГЕОХИ, **2002**. С. 16–17.

Белонин М.Д., Голубева В.А., Скублов Г.Т. Факторный анализ в геологии. М.: Недра, **1982**. 270 с.

Бородин Л.С., Гладких В.С. Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород Контозерской свиты / Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М.: Наука, **1973**. С. 48–55.

Булах А.Г., Золотарёв А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Издательство Санкт-Петербургского государственного университета, **2014**. 133 с.

Влодавец В.И. О двух новых месторождениях щелочных горных пород на Кольском полуострове // Доклады АН СССР. **1928**. С. 361.

Кириченко Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л.: Недра, **1970**. 110 с.

Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф., Орлова М.П. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. **1971**. Т. LXXII. Вып. 2. С. 219–274.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефёдов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Б.Н. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (геология, петрология, минералогия и геохимия). М.: Недра, **1965**. 772 с.

Петровский М.Н., Савченко Е.А., Калачев В.Ю. Проблема образования эвдиалитсодержащих фонолитов Контозерского карбонатитового палеовулкана (Кольский полуостров) // ЗРМО. **2011**. Т. 140. № 3. С. 1–24.

Петровский М.Н. Ультращелочные эвдиалитовые фонолиты Контозерского карбонатитового палеовулкана (Кольский полуостров): Геология, минералогия и геохимия // Вестник Кольского научного центра РАН. **2016**. № 3(26). С. 27–43.

Петровский М.Н., Савченко Е.Э. Ксеногенный материал в эвдиалитовых фонолитах Контозерского карбонатитового палеовулкана // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. **2014**. № 11. С. 164–168.

Пятенко И.К., Осокин Е.Д. Геохимические особенности Контозерского карбонатитового палеовулкана на Кольском полуострове // Геохимия. **1988**. № 5. С. 723–737.

Пятенко И.К., Сапрыкина Л.Г. О находке карбонатитовых лав и пирокластов в палеозойской осадочно-вулканической толще района Контозера на Кольском полуострове // Доклады АН СССР. **1976**. Т. 229. № 4. С. 919–921.

Пятенко И.К., Сапрыкина Л.Г. Петрологические особенности щелочных базальтоидов и вулканических карбонатитов Русской платформы / Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, **1981**. С. 233–255.

Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете / Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. М.: Недра, **1988**. 504 с.

Spinel of the Kontozero Volcano-Plutonic Complex (Kola Peninsula, Russia)

J. A. Mikhailova*, N. I. Zabavchik, Ya. A. Pakhomovsky

Geological Institute, Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia

**e-mail: j.mikhailova@ksc.ru*

Six minerals belonging to the spinel supergroup were found in rocks of the Kontozero volcano-plutonic complex. In addition to previously known magnetite, chromite, ulvöspinel, magnesioferrite, maghemite, and titanomaghemite were studied. Gradual transitions between magnetite, chromite, ulvöspinel, and magnesioferrite connected with the substitutions $\text{Cr}^{3+} + \text{Al}^{3+} + \text{Mg}^{2+} \leftrightarrow 2\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ and $\text{Ti}^{4+} + \text{Fe}^{2+} \leftrightarrow 2\text{Fe}^{3+}$. Maghemite and titanomaghemite were formed as a result of the low-temperature oxidation of magnetite and ulvöspinel. These minerals in turn replaced by hematite or by the assemblage of hematite and anatase.

Keywords: Kontozero complex, chromite, magnetite, ulvöspinel, maghemite

REFERENCES

- Arzamastsev A.A., Arzamastseva L.V., Belyatsky B.V. Alkaline volcanism of the initial stage of Paleozoic tectono-magmatic activation of the northeast of Fennoscandia: geochemical features and petrological consequences. *Petrology*. **1998**. Vol. 6. N 3. P. 316–336 (in Russian).
- Arzamastsev A.A., Bea F., Belyatsky B.V., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V., Travin A.V., Montere P. Paleozoic processes of plume-lithosphere interaction in the northeastern part of the Baltic Shield: duration, volumes, conditions of magma generation. In: *Geology and minerals of the Kola Peninsula*. Apatity, **2002**. P. 104–145 (in Russian).
- Arzamastsev A.A., Glaznev V.N., Arzamastseva L.V., Bea F., Montere P. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions. *Russian J. Earth Sci.* **2001**. Vol. 3. N 1. P. 1–32.
- Arzamastsev A.A., Petrovsky M.N. Alkaline volcanism in the Kola Peninsula, Russia: Paleozoic Khibiny, Lovozero and Kontozero calderas. *Proc. MSTU*. **2012**. Vol. 15. N 2. P. 277–299.
- Balaganskaya E.G., Timmerman M.Ya., Liferovich R.P., Kirnarsky Yu.M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of phlogopite from phoscorite of the Kontozersky complex, Kola alkaline carbonatite province, Baltic shield. In: *Geochemistry of igneous rocks*. Moscow: GEOKH1, **2002**. P. 16–17 (in Russian).
- Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* **2001**. Vol. 42. N 12. P. 2279–2302.
- Belonin M.D., Golubeva V.A., Skublov G.T. Factor analysis in geology. Moscow: Nedra, **1982**. 270 p. (in Russian).
- Borodin L.S., Gladkikh V.S. New data on the petrography and geochemistry of volcanogenic alkaline rocks of the Kontozero Formation. In: *New data on the geology, mineralogy and geochemistry of alkaline rocks*. Moscow: Nauka, **1973**. P. 48–55 (in Russian).
- Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup. *Eur. J. Miner.* **2019**. Vol. 31. N 1. P. 183–192.
- Buddington A.F., Lindsley D.H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* **1964**. Vol. 5. N 2. P. 310–357.
- Bulakh A.G., Zolotarev A.A., Krivovichev V.G. Structure, isomorphism, formulas, classification of minerals. Saint Petersburg: Saint Petersburg State University Publishing House, **2014**. 133 p. (in Russian).
- de Oliveira M.T.G., Formoso M.L., Da Costa M.I., Meunier A. The titanomagnetite to titanomaghemite conversion in a weathered basalt profile from southern Parana Basin, Brazil. *Clays and Clay Minerals*. **2002**. Vol. 50. N 4. P. 478–493.
- Downes H., Balaganskaya E., Beard A., Liferovich R., Demaiffe D. Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: a review. *Lithos*. **2005**. Vol. 85. N 1–4. P. 48–75.
- Dunlop D.J., Özdemir Ö. Rock magnetism: Fundamentals and frontiers. Cambridge, U. K.: Cambridge University Press, **1997**. 565 p.
- Dupuis C., Beaudoin G. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Miner. Deposita*. **2011**. Vol. 46. P. 319–335.

- Fabriès J.* Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Miner. Petrol.* **1979**. Vol. 69. N 4. P. 329–336.
- Ge K., Williams W., Liu Q., Yu Y.* Effects of the core-shell structure on the magnetic properties of partially oxidized magnetite grains: Experimental and micromagnetic investigations. *Geochem. Geophys. Geosystems.* **2014**. Vol. 5. N 5. P. 2021–2038.
- Guide* to identification of ore minerals in reflected light. Chvileva T.N., Bezsmertnaya M.S., Spiridonov E.M.M. et al. Moscow: Nedra, **1988**. 504 p. (in Russian).
- Housden J., O'Reilly W.* On the intensity and stability of the natural remanent magnetization of ocean floor basalts. *Physics Earth Planet. Interiors.* **1990**. Vol. 64. N 2–4. P. 261–278.
- Huang W., Niu S., Dekkers M.J., Lippert P.C., Bilardello D., Solheid P., Zhang B., Dupont-Nivet G., van Hinsbergen D.J.J., Ding L.* Remagnetization under hydrothermal alteration of South Tibetan Paleocene lavas: Maghemitization, hematization, and grain size reduction of (titano) magnetite. *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* **2023**. Vol. 128. N 3. P. 1–26.
- Kirichenko L.A.* Kontozero series of carboniferous rocks on the Kola Peninsula. Leningrad: Nedra, **1970**, 110 p. (in Russian).
- Kozlov E., Fomina E., Khvorov P.* Factor analysis of XRF and XRPD data on the example of the rocks of the Kontozero carbonatite complex (NW Russia). Part II: Geological interpretation. *Crystals.* **2020**. Vol. 10. N 10. P. 873.
- Kukhareno A.A., Bulakh A.G., Ilyinsky G.A., Shinkarev N.F., Orlova M.P.* Metallogenic features of alkaline formations of the eastern part of the Baltic Shield. *Proc. Leningrad Soc. Naturalists.* **1971**. Vol. LXXII. N 2. P. 219–274 (in Russian).
- Kukhareno A.A., Orlova M.P., Bulakh A.G., Bagdasarov E.A., Rimskaya-Korsakova O.M., Nefedov E.I., Ilyinsky G.A., Sergeev A.S., Abakumova B.N.* Caledonian complex of ultrabasic, alkaline rocks and carbonatites of the Kola Peninsula and North Karelia (geology, petrology, mineralogy and geochemistry). Moscow: Nedra, **1965**. 772 p. (in Russian).
- O'Reilly W.* The identification of titanomaghemites: model mechanisms for the maghemitization and inversion processes and their magnetic consequences. *Physics Earth Planet. Interiors.* **1983**. Vol. 31. N 1. P. 65–76.
- Ozima M., Joshima M., Kinoshita H.* Magnetic properties of submarine basalts and the implications on the structure of the oceanic crust. *J. Geomagnetism Geoelectricity.* **1974**. Vol. 26. N 3. P. 335–354.
- Petrovsky M.N.* Ultra-alkaline eudialyte phonolites of the Kontozero carbonatite paleovolcano (Kola Peninsula): Geology, mineralogy and geochemistry. *Bull. Kola Sci. Center RAS.* **2016**. N 3(26). P. 27–43 (in Russian).
- Petrovsky M.N., Savchenko Y.E.* Xenogenic material in eudialyte phonolites of the Kontozero carbonatite paleovolcano. In: *Proc. Fersman Sci. Session Geol. Inst. Kolsky Sci. Centre RAS.* **2014**. N 11. P. 164–168 (in Russian).
- Petrovsky M.N., Savchenko Y.E., Kalachev V.Yu.* Problem of formation of eudialyte-containing phonolites of the Kontozero carbonatite paleovolcano (Kola Peninsula) // *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2011**. Vol. 140. N 3. P. 1–24 (in Russian).
- Pyatenko I.K., Osokin E.D.* Geochemical features of the Kontozero carbonatite paleovolcano on the Kola Peninsula. *Geochemistry.* **1988**. N 5. P. 723–737 (in Russian).
- Pyatenko I.K., Saprykina L.G.* On the discovery of carbonatite lavas and pyroclasts in the Paleozoic sedimentary-volcanic strata of the Kontozero region on the Kola Peninsula. *Doklady USSR Acad. Sci.* **1976**. Vol. 229. N 4. P. 919–921.
- Pyatenko I.K., Saprykina L.G.* Petrological features of alkaline basaltoids and volcanic carbonatites of the Russian Platform. In: *Petrology and petrochemistry of ore-bearing igneous formations*. Moscow: Nauka, **1981**. P. 233–255 (in Russian).
- Ramdohr P.* The ore minerals and their intergrowths. New York: Pergamon, **1980**. 440 p.
- Readman P.W., O'Reilly W.* The synthesis and inversion of non-stoichiometric titanomagnetites. *Phys. Earth Planet. Interiors.* **1971**. Vol. 4. N 2. P. 121–128.
- Sauerzapf U., Lattard D., Burchard M., Engelmann R.* The titanomagnetite–ilmenite equilibrium: new experimental data and thermo-oxybarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks. *J. Petrol.* **2008**. Vol. 49. N 6. P. 1161–1185.
- Van Velzen A., Zijderveld J.* Effects of weathering on single-domain magnetite in early Pliocene marine marls. *Geophys. J. Int.* **1995**. Vol. 121. N 1. P. 267–278.
- Vlodavets V.I.* About two new deposits of alkaline rocks on the Kola Peninsula. *Doklady USSR Acad. Sci.* **1928**. P. 361 (in Russian).

МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЦЕЗИЙСОДЕРЖАЩЕГО АНАЛЬЦИМА
В СПОДУМЕНОВЫХ ПЕГМАТИТАХ АФГАНИСТАНА (МЕСТОРОЖДЕНИЕ
КОЛАТАН, ПРОВИНЦИЯ НУРИСТАН)

© 2024 г. Д. чл. С. Г. Скублов^{1, *}, А. Юсуфзай^{2, 3, **}, д. чл. А. Н. Евдокимов^{2, ***},
д. чл. О. Л. Галанкина^{1, ****}

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

²Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,
21-я линия, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия

³Kabul Polytechnic University, Kart-e-Mamoreen fifth district, Kabul Afghanistan

* e-mail: skublov@yandex.ru

** e-mail: ata.yosufzai@gmail.com

*** e-mail: evdokimov_an@pers.spmi.ru

**** e-mail: galankinaol@mail.ru

Поступила в редакцию 18.05.2024

После доработки 08.08.2024

Принята к публикации 09.10.2024

В сподуменовых пегматитах месторождения Колатан, провинция Нуристан впервые в этом регионе обнаружен крупный (около 15 мм) кристалл цезийсодержащего анальцима. Методами SEM-EDS и SIMS проведено исследование, которое позволило выявить его зонально-концентрическое строение. Усредненному составу минерала отвечает формула $(\text{Na}_{0.78}\text{Cs}_{0.05}\text{K}_{0.02})_{\Sigma 0.85}\text{I}(\text{Al}_{0.89}\text{Si}_{2.12})_{\Sigma 3.01}\text{O}_6\text{I} \cdot 0.65\text{H}_2\text{O}$. Методом SEM-EDS (два профиля, 93 точки) выявлена зональность по Cs: в центре кристалла содержание этого элемента максимальное, к краю оно падает. Для K, Na и Al отмечен рост содержаний от центра к краю. Метод SIMS (16 точек) подтвердил островершинный профиль распределения Cs с понижением содержания элемента от центра к краю кристалла (от 65 100 до 9200 ppm). Более сглаженным является профиль содержаний Ca. Профили содержаний переходных металлов (Mn, Fe, Ni, Cr, V) имеют сложный характер. Профиль содержания Rb – островершинный и асимметричный: в одной части профиля содержание Rb варьирует незначительно, в другой – понижается от 250 ppm до 80 ppm. Содержание воды увеличивается от центра к краю кристалла (от 48 400 до 68 700 ppm). Скорее всего эта зависимость отражает переход к гидротермальной стадии. Можно предположить, что изученный минерал образовался на завершающей стадии магматического процесса при температуре около 400 °С. Находка такого крупного и большей частью прозрачного кристалла крайне редкого цезийсодержащего анальцима является уникальной.

Ключевые слова: Cs-содержащий анальцим, сподуменовые пегматиты, зональность минералов, редкие элементы, метод SIMS, месторождение Колатан

DOI: 10.31857/S0869605524060053, EDN: NWHAWU

ВВЕДЕНИЕ

Редкие «критические» металлы (Li, Cs, Be, Ta и др.) рассматриваются как стратегически важное сырье, имеющее принципиальное значение для национальных экономик, вопросов безопасности и технологического развития (Попов, 2022; Алексеев, 2023; Jiang

et al., 2023). Редкометалльные пегматиты провинции Нуристан, расположенные в северо-восточной части Афганистана и известные с древнейших времен, образуют одну из крупнейших пегматитовых провинций мира с промышленной минерализацией Ta, Nb, Li, Cs, Be, Sn и проявлениями драгоценных камней (Mashkoor et al., 2022).

Цезий характеризуется крайне низким средним содержанием в континентальной коре (~2 ppm; Rudnick, Gao, 2014). Среди других элементов группы LILE цезий выделяется крупным ионным радиусом, составляющим 188 пм в 12-й координации (Vebout, 2018). Близость свойств (электроотрицательности, ионного радиуса) Cs и K обуславливают вхождение цезия в слюды и калиевый полевой шпат. Содержание цезия в породообразующих силикатах, как правило, не превышает 100 ppm. Тем не менее цезий нельзя считать рассеянным элементом, в отличие от геохимически близкого к нему рубидия. На сегодняшний день открыто 27 собственных минералов цезия, из которых наиболее известными являются поллуцит (идеальная формула $\text{CsAlSi}_2\text{O}_6$) – минерал из группы цеолитов (среднее содержание Cs_2O около 30 мас. %) и пеззоттаит [идеальная формула $\text{Cs}(\text{Be}_2\text{Li})\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$] – цезиевый аналог берилла (Cs_2O – около 16 мас. %). В качестве минерального сырья для получения цезия используется преимущественно поллуцит, а также цезийсодержащий лепидолит (позднее идентифицированный как соколоваит; Паутов и др., 2006), в котором содержание Cs_2O обычно не превышает 1 мас. %, но в исключительных случаях может достигать 26 мас. % (Wang et al., 2004, 2007).

Поллуцит – сравнительно редкий минерал гранитных пегматитов, встречающийся только в наиболее «зрелых» их типах с богатой и разнообразной редкометалльной минерализацией (Cs, Li, Ta, Be). Поллуцит может образовывать в редкометалльных пегматитах гигантские скопления, наиболее показательны в этом отношении пегматиты месторождения Танко (Канада), где сосредоточено около 70% мировых запасов цезия и в которых степень его концентрирования относительно среднего содержания в литосфере превышает 10^4 (Černý, Simpson, 1978; London, 2019).

Установлено, что поллуцит образует твердый раствор с анальцимом ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) (Coombs et al., 1998). Поэтому формулу поллуцита чаще приводят как $(\text{Cs}, \text{Na})\text{AlSi}_2\text{O}_6 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, при этом содержание воды может варьировать в широких пределах – от 0 до 4 мас. % (Gatta et al., 2009). В ряду поллуцит–анальцим содержание воды коррелирует с содержанием натрия, т.к. изоморфизм осуществляется по схеме: $\text{Na}^+ + \text{H}_2\text{O} = \square + \text{Cs}^+$. Анализ составов поллуцита из различных месторождений показал, что основная масса образцов содержит меньше молекулы воды на формулу (Кольцова, 2014). Поллуцит впервые был обнаружен в 1846 году на о. Эльба. Сегодня известно (www.mindat.org) более 150 его местонахождений (Дурнев и др., 1973; Černý, 1974; Россковский, 1977; Drysdale, 1992; Франк-Каменецкая и др., 1995; Teertstra, Černý, 1997; Hu et al., 2023, и др.). Цезийсодержащий анальцим был открыт значительно позднее, при исследовании вторичной минерализации в сподуменовых пегматитах месторождения Танко, Канада (Černý, 1972). Этот минерал был установлен также в редкометалльных пегматитах Вороньих тундр (Пеков, Кононкова, 2010), в продуктах гидротермального изменения риолитовых туфов Йеллоустонского национального парка, США (Keith et al., 1983), в гидротермальных кварц-плагиоклазовых жилах Мариинского месторождения бериллия и изумрудов, Уральские изумрудные копи (Житова и др., 2017). Как видим, количество надежно задокументированных находок цезийсодержащего анальцима ограничено. В пределах Афганистана цезийсодержащий анальцим ранее не встречался, здесь поллуцит был установлен как единственный цезийсодержащий минерал (Россковский, 1977). Перечень достоверных находок поллуцита в Афганистане также ограничен, несмотря на широкое присутствие здесь сильно эволюционированных LCT-пегматитов с обогащенными цезием верхними частями пегматитовых тел (жил), отвечающих классическому строению редкометалльной гранит-пегматитовой системы (Černý, 1991; Shearer et al., 1992; Chen

et al., 2023). Наиболее известны находки поллуцита в сподуменовых пегматитах провинции Нуристан: на месторождениях Кулам (Россовский, 1977), Папрук и Мави (Lyckberg, 2017).

Актуальность находок цезийсодержащих минералов (поллуцита, цезийсодержащих анальцима, берилла и лепидолита) и изучения их состава и структуры обусловлена тем, что они являются надежными индикаторами высокой степени фракционирования пегматитов, что напрямую связано с их рудоносностью. Индикаторная роль минералов ряда поллуцит–цезийсодержащий анальцим была обоснована в результате детальных минералого-геохимических исследований пегматитов Танко, Канада (Teersta et al., 1992), Бикита, Зимбабве (Teertstra, Černý, 1997), Вороньих тундр, Россия (Пеков, Кононкова, 2010) и Коктокая, Китай (Wang et al., 2007).

Минералы ряда поллуцит–цезийсодержащий анальцим активно исследуются с целью разработки и синтеза неорганических кристаллических материалов со структурой минерала поллуцита для иммобилизации радиоактивных отходов, в частности, наиболее опасных для человека и окружающей среды легко мигрирующих радионуклидов цезия (Teertstra, Černý, 1992; Gatta et al., 2009; Vance et al., 2016; Arbel-Haddad et al., 2023).

В настоящей работе приводятся результаты исследования состава крупного кристалла цезийсодержащего анальцима (обр. N-6P), впервые обнаруженного одним из авторов статьи (А. Юсуфзаем) на месторождении Колатан.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Месторождение сподуменовых пегматитов Колатан расположено в пределах пегматитового поля Алингар, в провинции Нуристан на северо-востоке Афганистана (рис. 1). Пегматитовые тела месторождений Колатан обнажаются в нижней части долины р. Титин в диапазоне абсолютных превышений над уровнем моря от 1200 до 1700 м. Координаты центра участка: 34°59'35" с.ш., 70°25'35" в.д. На площади месторождения широко развиты двуслюдяные граниты третьей фазы комплекса Лагман, с которыми генетически связаны жилы редкометалльных пегматитов (Rossovskiy, Chmyrev, 1977).

Основная часть жил редкометалльных пегматитов залегает в темно-серых тонкослоистых кварц–биотит–гранатовых и кварц–биотит–гранат–ставролитовых сланцах, в меньшей степени, в известняках (рис. 1). Жилы редкометалльных пегматитов на месторождении Колатан приурочены к системе трещин северо-восточного и субширотного простирания, мощность жил увеличивается в направлении с юго-запада на северо-восток.

На площади месторождения Колатан распространены пегматитовые жилы следующих типов (Rossovskiy, Konovalenko, 1979; Orris, Bliss, 2002; Peters et al., 2007): 1) шерл–мусковит–микроклиновые (безрудные), которые представляют собой первую после гранитов стадию развития пегматитового процесса; 2) слабо альбитизированные и микроклин–альбитовые с эльбаитом, полихромным турмалином, кунцитом, манганотанталитом, касситеритом, поллуцитом и анальцимом; 3) сподумен–микроклин–альбитовые и лепидолит–сподумен–клевеландитовые с амблигонитом, поллуцитом, эльбаитом, полихромным турмалином, минералами группы танталит–колумбита, касситеритом и анальцимом. По известной классификации пегматиты месторождения Колатан можно отнести к комплексным редкометалльным пегматитам (Бескин, Марин, 2019).

В общем случае зональность пегматитов выражается в том, что по мере удаления от массивов материнских гранитов – в направлении с юго-запада на северо-восток, жилы шерл–мусковит–микроклинового (безрудного) типа последовательно сменяются альбитизированными и затем микроклин–альбитовыми и, далее,

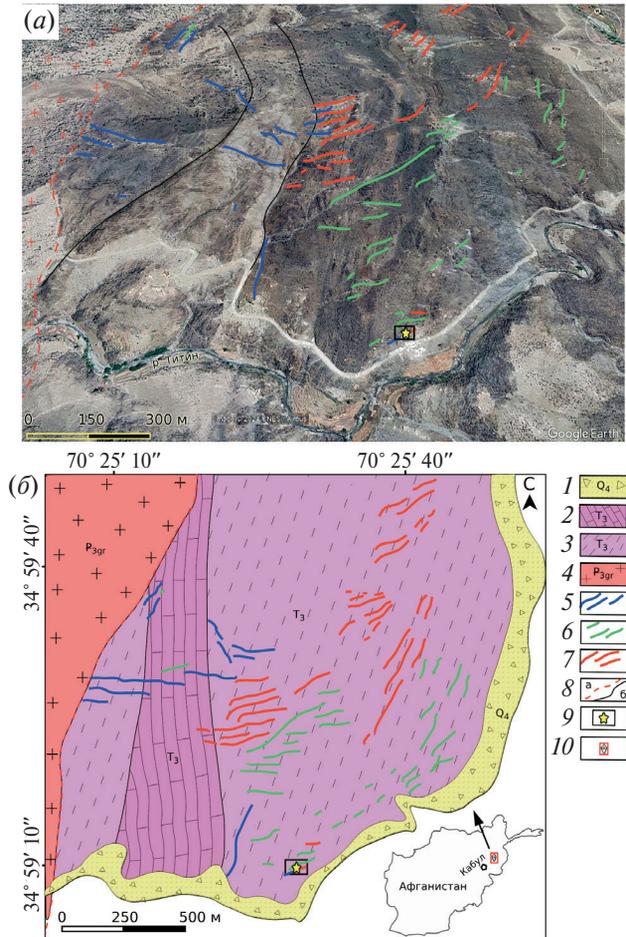


Рис 1. Спутниковый снимок (а) и геологическая схема месторождения Колатан (б) (составлено А. Юсуфзаем по материалам: Rossovskiy, Chmyrev, 1977; Doebrich et al., 2006; Mosazai et al., 2017).

1 – аллювий–пролювий, галечник, гравий, пески и глины; 2 – мраморизованные известняки, прослойки углистых и биотитовых сланцев; 3 – тонкослоистые кварц–биотит–гранатовые и кварц–биотит–гранат–ставролитовые сланцы; 4 – средне-мелкозернистые биотит–мусковитовые граниты третьей фазы комплекса Лагман; 5–7 – пегматиты: 5 – шерл–мусковит–микроклиновые пегматиты (безрудные), 6 – слабо альбитизированные и микроклин–альбитовые пегматиты с эльбаитом, полихромным турмалином, кунцитом, мanganотанталитом, касситеритом, поллуцитом и анальцимом, 7 – сподумен–микроклин–альбитовые и лепидолит–сподумен–клевеландитовые пегматиты с амблигонитом, эльбаитом, полихромным турмалином, поллуцитом, минералами группы танталит–колумбита, касситеритом и анальцимом; 8 – разломы (а), контакты пород (б); 9 – место отбора образца; 10 – положение месторождения Колатан на врезке с контуром Афганистана. Прямоугольником показано положение пегматитовой жилы (рис. 2).

Fig. 1. Satellite image (a) and geological scheme of the Kolatan deposit (b) (compiled by A. Yusufzai based on (Rossovskiy, Chmyrev, 1977; Doebrich et al., 2006; Mosazai et al., 2017)

1 – alluvium–proluvium, pebbles, gravel, sands and clays; 2 – marbled limestones, interlayers of carbonaceous and biotite schists; 3 – thin-layered quartz–biotite–garnet and quartz–biotite–garnet–staurolite schists; 4 – medium–fine-grained biotite–muscovite granites of the third phase of the Laghman complex; 5–7 – pegmatites: 5 – schorl–muscovite–microcline pegmatites (barren), 6 – weakly albitized and microcline–albite pegmatites with elbaite, polychrome tourmaline, kunzite, manganotantalite, cassiterite, pollucite and analcime, 7 – spodumene–microcline–albite and lepidolite–spodumene–cleavelandite pegmatites with amblygonite, elbaite, polychrome tourmaline, pollucite, coltan, cassiterite and analcime; 8 – faults (a) and rock contacts (b); 9 – sampling site; 10 – position of the Kolatan deposit on the inset with the border of Afghanistan. The rectangle shows the position of the pegmatite vein (Fig. 2).

сподумен—микроклин—альбитовыми пегматитами, которые максимально удалены от материнских гранитов (Mosazai et al., 2017).

Цезийсодержащий анальцит на месторождении Колатан встречается главным образом в пегматитовых жилах: лепидолит-сподумен-альбитовых с большим количеством полихромного турмалина и также в альбитизированных микроклиновых жилах с гнездами голубого клевеландита, белого и розового сподумена, полихромного турмалина, лепидолита; в меньшей степени — в сподумен-микроклин-альбитовых жилах. Внутреннее строение жилы, содержащей богатый Cs анальцит, блоковое и частично-зональное, мощность жилы достигает 3–3.5 м (рис. 2, а). Цезийсодержащий анальцит, как правило, встречается в минерализованных гнездах на контакте с блоковым кварцем и также в миароловых пустотах кварцевого ядра. Наличие миароловых пустот является типичным для сильно дифференцированных пегматитовых тел (Londan, 2018).

Изученный в настоящей работе кристалл цезийсодержащего анальцита размером в поперечнике около 15 мм (обведенный красным пунктиром на рис. 2, б кристалл расположен выше бойка молотка на фотографии стенки жилы) был отобран из миаролы с кварцем, где он нарастал на кварц и альбит. Кроме кварца, в миароле также присутствуют калиевый полевой шпат, лепидолит, полосчато-голубоватый альбит (клевеландит), полихромный турмалин, а также ювелирный сподумен (кунцит).

Внизу центральной части жилы (несколько отметок ниже бойка молотка, рис. 2, б), был обнаружен анальцит (состав не был исследован), который присутствует не в миароле, а в блоковой зоне, ассоциируя с кварцем, сподуменом, клевеландитом и лепидолитом. Основное отличие этой разновидности минерала от изученного кристалла состоит в том, что цезийсодержащий анальцит, образованный в миароле, имеет правильную идиоморфную форму, представленную гранями тетрагонтриоктаэдра, является бесцветным и прозрачным (рис. 2, в, г). В других частях жилы анальцит имеет гипидиоморфную или неправильную форму и различную окраску. Его кристаллы непрозрачные, их цвет белый, грязновато-белый, иногда молочный.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отобранный для исследования кристалл цезийсодержащего анальцита имеет правильный габитус, отвечающий тетрагонтриоктаэдру {211} (рис. 2, в). Кристалл отличается крупным размером (около 15 мм в поперечнике) и прозрачностью. Участками минерал непрозрачен, в этих участках он имеет молочно-белый оттенок различной интенсивности (рис. 2, г). При помещении в стандартную шайбу дюймового диаметра из эпоксидной смолы кристалл был разрезан примерно посередине по границам граней, чтобы была возможность изучить его зональность.

Содержание главных элементов определялось в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН) по двум профилям (рис. 2, д), проходящим через центр кристалла от края до края, а также в некоторых других участках кристалла и включениях в нем методом SEM-EDS на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200. Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Использованы стандартные образцы состава: Si, Al, Na — альбит, K — ортоклаз, Cs — поллуцит. Правильность измерений контролировалась анализом образцов сравнения (альбита, поллуцита).

На основе этих данных для цезийсодержащего анальцита рассчитаны коэффициенты в формуле (к.ф.) анионным методом на 6 атомов кислорода согласно опубликованным рекомендациям (Кривовичев, Гульбин, 2022). Аналитические данные (93 анализа цезийсодержащего анальцита и 3 анализа включений в нем) и к.ф. приведены в электронном

Таблица 1. Содержание малых и редких элементов (ppm) в цезийсодержащем анализиме, по данным метода SIMS
Table 1. Minor and trace elements contents (ppm) for Cs-rich analcime, SIMS data

Точка	K	Ca	Cr	Ga	Rb	Sr	Ba	Pb	Cs	Mn	V	Ti	Fe	Co	Ni	B	Li	Be	H ₂ O	F	Cl
44	7210	12.7	4.37	3.35	121	0.18	0.26	0.23	10707	94.1	17.9	5.54	53.0	0.73	26.0	0.04	0.04	0.03	54235	46.5	15.7
46	2435	19.8	5.51	3.33	149	0.26	0.45	0.21	14601	99.0	20.9	3.67	70.1	0.74	27.5	0.03	0.03	0.03	62872	33.3	23.4
48	4290	25.3	6.44	3.81	76.1	0.29	0.67	0.40	19844	102	20.9	3.72	74.5	0.63	42.7	0.04	0.03	0.03	48405	31.5	21.6
49	8688	26.2	7.26	3.56	124	0.28	0.77	0.40	30072	103	21.8	3.56	75.6	0.74	44.1	0.05	0.02	0.03	55675	42.4	27.5
53	6466	24.4	6.25	3.33	113	0.25	0.68	0.31	34190	97.2	20.0	3.15	74.8	0.60	39.9	0.04	0.01	0.02	57106	34.5	12.8
56	3243	27.4	7.52	3.30	112	0.32	0.73	0.42	40980	102	20.7	3.52	78.9	0.62	36.3	0.04	0.02	0.02	52840	36.8	7.03
65	7921	25.1	6.37	4.29	48.7	0.31	0.56	0.74	33789	103	20.7	2.95	67.9	0.58	36.7	0.03	0.01	0.03	56040	39.0	14.4
68	5065	28.0	8.74	3.17	248	0.35	0.75	0.21	65066	107	21.0	3.78	83.9	0.80	47.6	0.04	0.03	0.02	38364	35.1	13.4
71	3952	19.6	7.78	3.30	226	0.27	0.57	0.10	62578	93.9	17.8	3.24	70.5	0.51	36.2	0.05	0.02	0.02	48511	31.5	15.8
75	6841	22.1	9.41	3.53	213	0.34	0.56	0.10	55632	102	19.7	3.05	78.2	0.67	37.4	0.04	0.02	0.03	53953	25.3	9.91
82	7127	21.5	7.77	3.13	196	0.50	0.38	0.12	29999	84.8	15.3	2.58	48.4	0.47	34.1	0.03	0.02	0.01	49504	35.1	13.1
86	6065	18.7	5.93	3.52	189	0.20	0.23	0.17	26322	73.4	12.0	1.63	27.1	0.23	19.7	0.02	0.01	0.02	52583	21.5	3.06
87	4341	14.8	8.19	3.50	145	0.21	0.40	0.45	28292	77.5	11.4	1.09	10.5	0.51	33.1	0.06	0.02	0.02	56796	28.8	9.54
90	4656	8.5	4.39	3.36	125	0.11	0.15	n.d.	13992	63.6	10.3	1.26	14.4	0.13	18.4	0.05	0.03	0.03	51114	36.4	16.7
91	9702	14.8	8.74	3.16	97.5	0.21	0.28	0.22	12861	82.7	14.1	1.56	29.0	0.50	38.8	0.03	0.02	0.02	56197	25.2	9.54
94	9923	17.8	10.1	2.65	83.2	0.18	0.29	0.15	9174	88.5	14.6	1.77	26.8	0.48	38.1	0.03	0.02	0.01	68764	21.8	4.12

Примечание. n.d. — не определено.

Размер области анализа не превышал в диаметре 20 мкм. Порог обнаружения составлял 0.005–0.010 ppm, точность определения – 10–15 % для элементов с концентрацией >1 ppm и 10–20 % для элементов с концентрацией 0.1–1 ppm.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На изображении, полученном в обратно-отраженных электронах, видно, что исследуемое сечение кристалла цезийсодержащего анальцима демонстрирует зонально-концентрическое строение (рис. 2, *д*). Центральная часть кристалла (диаметром около 5–6 мм) отличается светло-серым оттенком окраски, достигающим в самом центре практически до белого цвета. По мере удаления от центра кристалла в направлении его граней интенсивность серого цвета повышается. В промежуточной части кристалла на общем светло-сером фоне наблюдаются тонкие (мощностью не более первых десятых долей мм) более темные полосы, создающие эффект осцилляционной зональности. Конфигурация этих полос конформна расположению граней кристалла. Внешняя часть кристалла, шириной до 2 мм, отличается однородной окраской в серых тонах. По оптическим характеристикам внешняя часть кристалла наиболее прозрачная (рис. 2, *е*).

В сечении кристалла наблюдаются два участка квазипрямоугольной формы, отличающихся повышенной интенсивностью своей серой окраски (одно размером 1.2×2 мм, с точками анализа 61–66; второе – 1.8×3 мм, с точками анализа 15–23). Окраска этих участков однородная, они ориентированы длинной стороной примерно ортогонально наблюдаемой концентрической зональности кристалла. На общем фоне внутреннего строения кристалла эти участки выделяются, образно говоря, как «заплатки». Ниже будет показано, что их состав отличается от остальных частей кристалла по целому ряду элементов (главных, малых и редких). Есть основание предположить, что данные участки являются элементами секториальности кристалла и представляют собой угнетенные простые формы, например, куба {100}, не получившие развитие в габитусе кристалла. Известно, на примере изучения секториальности, проявленной в ряде минералов, что их состав в секторах роста различных простых форм в пределах одного кристалла может существенно различаться (см., например, Hollister, 1970; Scandale, Lucchesi, 2000; Левашова и др., 2022; Skublov et al., 2024).

В кристалле наблюдаются трещины различной толщины (от первых до нескольких десятков микрон). Больше всего трещин сконцентрировано во внешней части кристалла, при этом они ориентированы ортогонально границам и не проникают за пределы внешней части. Однако несколько трещин пронизывают кристалл насквозь, от края до края. Вдоль трещин цезийсодержащий анальцим изменен, здесь в виде оторочек присутствуют тонкие зонки потемнения. Эти трещины секут как темные квазипрямоугольные включения (обособления), так и основную часть минерала (рис. 3, *а*). Очевидно, что образование обособлений не связано с вторичными изменениями цезийсодержащего анальцима и произошло раньше них.

На изображении, полученном в обратно-отраженных электронах, видно, что в правой части, в пределах промежуточной части кристалла в раздуде сквозной трещины расположено крупное включение каолинита (точки 9-2 и 9-3, табл. 1S), имеющее необычную подковообразную форму, мощностью около 0.5 мм (рис. 3, *б*). Вторичные глинистые минералы являются типичными при изменении минералов ряда поллуцит–цезийсодержащий анальцим (Sánchez-Muñoz et al., 2022). По периметру включение «обсыпано» идиоморфными кристаллами калиевого полевого шпата (точка 9-1), размер которых в поперечнике может достигать 50 мкм.

По данным метода SEM-EDS (полная выборка, все 93 анализа), содержание SiO₂ в цезийсодержащем анальциме варьирует от 54.7 до 61.8 мас. %, в среднем составляя

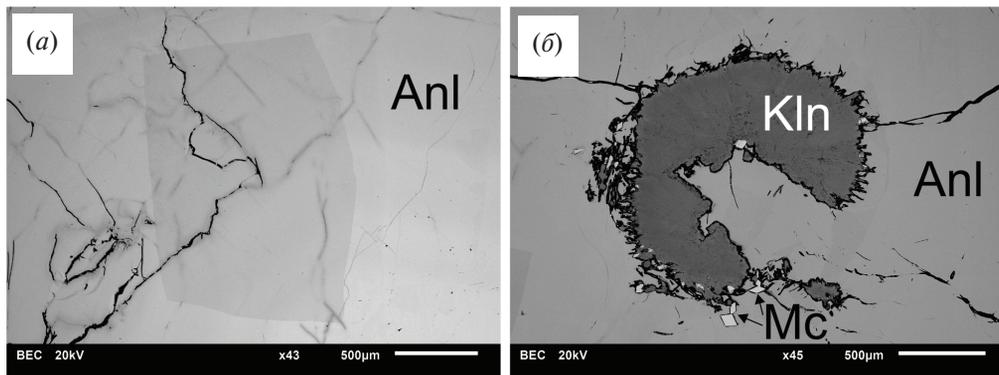


Рис. 3. BSE-изображение темного участка в цезийсодержащем анальциме (а) и включения каолинита с мелкими кристаллами микроклина (б). Обозначения минералов см. рис. 2 (Kln – каолинит).

Fig. 3. BSE-image of a dark area in cesium-containing analcime (a) and the inclusion of kaolinite with small crystals of microcline (b). The symbols of the minerals correspond to Fig. 2 (Kln – kaolinite).

58.8 мас. % (2.12 к.ф.). Содержание Al_2O_3 находится в диапазоне 19.0–22.7 мас. %, в среднем равно 20.8 мас. % (0.89 к.ф.). Содержание Na_2O варьирует от 9.5 до 12.5 мас. % (в среднем равно 11.2 мас. %, 0.78 к.ф.). Содержание Cs_2O находится в диапазоне 0.7–6.2 мас. % (в среднем равно 3.1 мас. %, 0.05 к.ф.), подтверждая диагностику минерала как цезийсодержащего анальцима. Содержание K_2O оказалось ниже порога обнаружения в 11 точках, в остальных точках оно составило 0.1–1.1 мас. % (в среднем равно 0.5 мас. %, 0.02 к.ф.). Таким образом, усредненная формула рассматриваемого цезийсодержащего анальцима может быть записана как $(Na_{0.78}Cs_{0.05}K_{0.02})_{\Sigma 0.85}[(Al_{0.89}Si_{2.12})_{\Sigma 3.01}O_6] \cdot 0.65H_2O$. По сравнению с поллуцитом, цезийсодержащий анальцим в этой формуле демонстрирует общий дефицит внекаркасных катионов (Na, Cs и K) и пониженную сумму анализа методом SEM-EDS (в среднем 94.40 мас. %). Такие особенности можно объяснить тем, что в ряду поллуцит–цезийсодержащий анальцим при росте доли анальцимового компонента на место части Cs входят молекулы воды, а возникающий дефицит положительной заряда компенсируется частичным замещением O_2^- на OH^- (Франк-Каменецкая и др., 1997). Для близкого по составу цезийсодержащего анальцима из Мариинского месторождения изумруда (Житова и др., 2017) по результатам анализа методом WDS коэффициент в формуле минерала для воды был определен как 0.95.

В результате проведенных нами расчетов формулы минерала анионным методом сумма Si+Al равняется почти в точности 3 к.ф. (3.01 к.ф.). Соотношение коэффициентов в формуле для Si и Al (рис. 4, а) показывает их сильную отрицательную корреляцию ($r = -0.94$). Отношение Si/Al, равное в среднем 2.40, соответствует установленному критерию для структуры поллуцита (Si/Al > 2; Beger, 1969). Фигуративные точки цезийсодержащего анальцима из двух участков, выделяющихся более темным оттенком в BSE-изображении, расположены в верхней части линейного тренда и отличаются от остальных точек пониженным количеством Si и повышенным – Al (рис. 4, а).

Зависимость между количеством Na и Cs выражена менее отчетливо (рис. 4, б). Отрицательная корреляция ($r = -0.69$), подтверждающая приведенную выше схему изоморфизма, проявлена только для точек, относящихся к основной части сечения кристалла. Для точек из двух контрастных включений (обособлений) корреляция между Na и Cs не наблюдается, в целом они отличаются повышенным количеством Na по сравнению с основной частью кристалла.

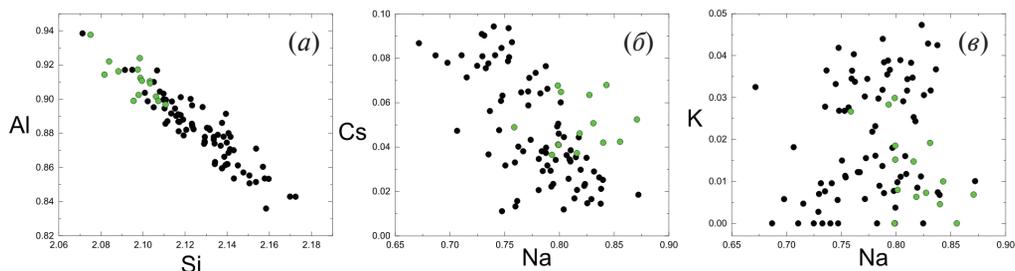


Рис. 4. Соотношение коэффициентов в формуле для цезийсодержащего анальцима. Зелеными кружками выделены точки, отвечающие обособленным участкам с темной окраской в BSE-изображении.

Fig. 4. Coefficients in the formula for cesium-containing analcime (apfu). Green circles mark the points corresponding to isolated areas with dark coloring in the BSE image.

В случае Na и K для точек из основной части кристалла значимая корреляция между содержаниями элементов не наблюдается (рис. 4, в), точки из более темных обособлений характеризуются отрицательной корреляцией между Na и K ($r = -0.61$).

На рис. 5 приведены профили распределения значений коэффициентов в формуле для элементов, содержание которых было проанализировано методом SEM-EDS. При построении профилей авторы задействовали все аналитические точки для цезийсодержащего анальцима, проецируя их, в случае удаленности от профиля, на ближайший профиль, с учетом оттенка участка анализа в BSE-изображении. Точки, относящиеся к двум квазипрямоугольным включениям (обособлениям), также помещены на профили, но специально выделены цветом.

Отличительной особенностью обоих профилей является выпуклая горбообразная зональность по Cs – в центре кристалла содержание Cs максимальное, к краю оно падает. Точки, относящиеся к темным участкам, характеризуются пониженным содержанием Cs, особенно это заметно для участка с точками 61–66, которым в основном профиле соответствует участок с точками 54–60. Из других элементов выпуклый характер профиля зафиксирован для Si, но менее отчетливо, чем для Cs. Точки, характеризующие состав темных обособленных участков, отличаются пониженным содержанием этого элемента.

Для K, Na и Al профили распределения имеют вогнутый характер. Для Na и Al профили обнаруживают схожесть. Точки из темных участков отличаются повышенным содержанием этих элементов относительно соседних участков кристалла. Поведение K более неопределенное. В профиле с интервалом точек 44–94 точки из темного по оттенку участка характеризуются повышенным содержанием K. В другом профиле (точки 1–43) отсутствует параллельный ряд точек для сравнения. Однако сравнивая содержание K в темном участке с точками 15–23 и симметричном к нему отрезке профиля с точками 24–31 (табл. 1S), видно, что в темном участке примерно в два раза ниже. Причину такого различного поведения K объяснить сложно.

Профилирование кристалла методом SIMS было выполнено в 16 точках, из которых 15 трассируют профиль, не пересекающий темный участок (синие точки на рис. 5). Точка 65 расположена в пределах темного участка, на одинаковом удалении от центра кристалла с точкой 56 из основного профиля, с которой можно проводить сравнение состава цезийсодержащего анальцима (рис. 6).

Следует отметить, что наиболее распространенным типом профиля для проанализированных редких и малых элементов является горбообразный (выпуклый). Горбообразный островершинный и симметричный профиль распределения Cs от

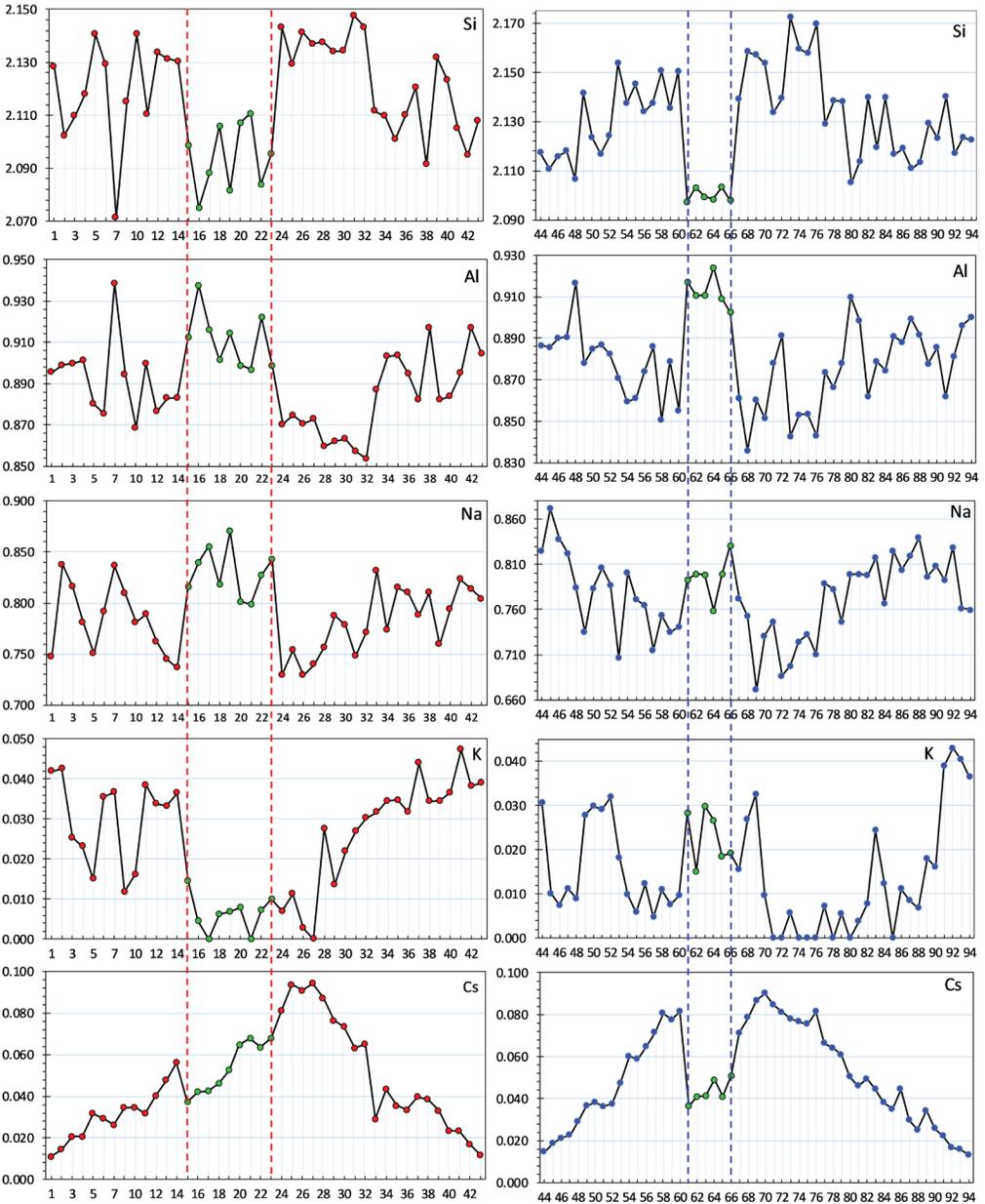


Рис. 5. Профили распределения главных и малых элементов (к.ф.) в кристалле цезийсодержащего анальцима (данные SEM-EDS). Номера аналитических точек соответствуют рис. 2, δ . Зелеными кружками и пунктиром выделены точки, отвечающие обособленным участкам с темной окраской в BSE изображении.

Fig. 5. Distribution patterns of major and minor elements (apfu) in a crystal of cesium-containing analcime (SEM-EDS data). The numbers of the analytical points correspond to Fig. 2, δ . Green circles and dotted lines mark the points corresponding to isolated areas with dark coloring in the BSE image.

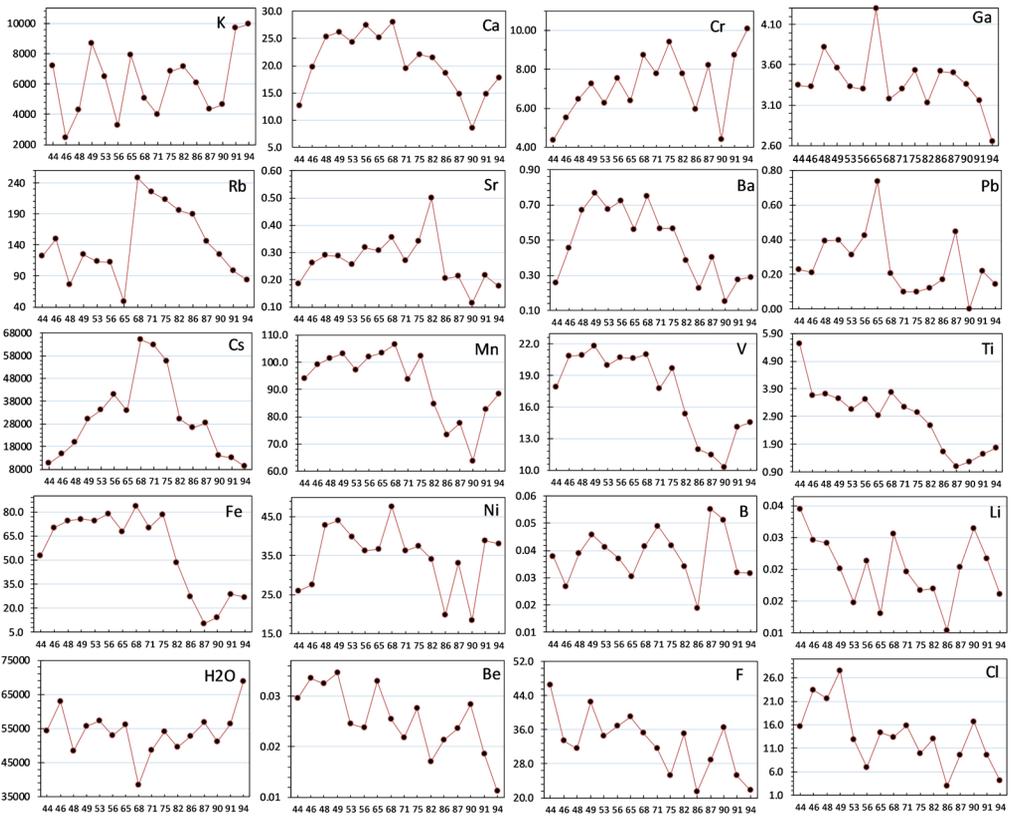


Рис. 6. Профили распределения малых и редких элементов (ppm) в кристалле цезийсодержащего аналцима (данные SIMS). Номера аналитических точек соответствуют рис. 2, *d*.

Fig. 6. Distribution patterns of minor and trace elements (ppm) in a crystal of cesium-containing analcime (SIMS data). The numbers of the analytical points correspond to Fig. 2, *d*.

центра к краю кристалла демонстрирует понижение содержания примерно в 7 раз (от 65 066 до 9174 ppm, табл. 1). Концентрация Cs в точках 56 и 65 отличается примерно на 7000 ppm, с меньшим значением в точке 65.

Тоже горбообразным, но с более сглаженным обликом, является профиль распределения Ca. Содержание Ca падает от центра к краю кристалла от 28.0 до 8.54 ppm. Отличий по этому элементу в точках 56 и 65 не наблюдается. Щелочноземельные элементы Ba и Sr содержатся в цезийсодержащем аналциме на уровне не выше 1 ppm. Характер их распределения по профилю повторяет таковой для Ca.

Профили распределения переходных металлов – Mn, Fe, Ni, Cr и V – имеют свою особенность: в левой части у них выпуклый и сглаженный характер подобно Ca, в правой – резкое падение содержания, как у Cs, но на самом краю (две-три точки) небольшой рост содержаний. Амплитуда изменения уровня содержания различна: для Fe – около 8 раз, для Mn, V, Cr и Ni – в 1.5–3 раза. Состав точки 65 не выделяется в отношении этих элементов.

Профиль распределения Rb – островершинный и ассиметричный. В левой части профиля (точки 65 и 56) содержание Rb варьирует несущественно. В правой части профиля оно понижается от 248 ppm (точка 68) до 83.2 ppm (точка 94). Минимальное содержание Rb (48.7 ppm) зафиксировано в точке 65, в темном участке.

Для ряда элементов с низкими содержаниями Ti, Pb, Ga, Be, Li (рис. 6), Co (табл. 1) четких закономерностей в характере профилей не наблюдается. Можно говорить о тенденции понижения содержаний от одного края до другого (от точки 44 к точке 94), осложненной некоторой пилообразностью профилей. Содержание В составляет менее 0.1 ppm, зональность проявлена. Наиболее «гладкий» профиль установлен для Ti. Почти на всех перечисленных профилях точка 65 выделяется отклонением в большую или меньшую сторону.

Галогены F и Cl тоже имеют ассиметричный характер распределения, с падением содержаний от точки 44 к точке 94 и некоторой пилообразностью профилей. Содержание F уменьшается от 46.5 до 21.5 ppm, Cl – распределен более контрастно (от 24.5 до 3.1 ppm), точка 65 при этом не выделяется.

Наиболее интересным является профиль распределения воды – он имеет вогнутую форму. Содержание в точке 68 (38 364 ppm), по-видимому, является аналитическим выбросом. Минимальное содержание воды (48 405 ppm) установлено для центра профиля, максимальное (68 764 ppm) – зафиксировано на краю кристалла (точка 94). Такое распределение H₂O может свидетельствовать о переходе от пегматитовой к гидротермальной стадии минералообразования.

Распределение K отличается незакономерными колебаниями (от 2435 до 9923 ppm) и пилообразностью профиля. Точка 65 характеризуется высоким содержанием 7921 ppm, но не максимальным – в трех других точках содержание K еще выше.

Следует отметить, что представленный редкоэлементный состав цезийсодержащего анализима демонстрирует его контрастные отличия от «обычного» анализима гидротермального происхождения, не связанного с редкометалльными объектами. Так, в анализиме из гидротермально измененных аргиллитов Северо-Западного Китая содержание Cs находится в интервале 409–462 ppm, K – 22–166 ppm, Rb – 7–9 ppm (Li et al., 2021).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Важным вопросом, возникающим после обнаружения такого крупного и идиоморфного кристалла цезийсодержащего анализима и изучения его состава, является вопрос об условиях его образования. В основном, описанный в литературе цезийсодержащий анализим является продуктом изменения поллуцита, размер его выделений незначителен. В пегматитах Танко, где этот минерал впервые был обнаружен, содержание Cs₂O в анализиме достигает 18.00 мас. %, в пегматитах Вороних тундр – 16.85 мас. %. Авторы связывают его образование с поздними процессами, протекающими в пегматитах, когда усиливается роль водосодержащего флюида (Černý, 1972; Пеков, Кононкова, 2010). Установленный в продуктах гидротермального изменения риолитовых туфов Йеллоустонского национального парка цезийсодержащий анализим содержит не более 4700 ppm Cs, размер его также микроскопический (Keith et al., 1983)

Цезийсодержащий анализим, установленный в гидротермальных кварцплагиоклазовых жилах Мариинского месторождения, представлен хорошо образованными тетрагонтриоктаэдрами, размер которых варьирует от 1 до 7 мм. Кристаллы нарастают на пренит, они прозрачные, иногда молочно-белые (Житова и др., 2017). Образование жил связывают с выполнением открытых трещин. Развитие в жилах минералы относятся к поздней гидротермальной бериллиевой минерализации. Состав анализима из Мариинского месторождения по главным элементам, мас. %: SiO₂ 55.00, Al₂O₃ 22.70, Cr₂O₃ 0.04, Na₂O 11.07, K₂O 0.04, CaO 0.01, Cs₂O 3.46, H₂O (рассчитанная) 7.76. Этот состав в значительной степени, за исключением Sr – типичного элемента для месторождений изумруда, связанных с ультраосновными породами,

отвечает усредненным данным для цезийсодержащего анальцима из редкометалльных пегматитов Афганистана. Кристаллографическая форма и прозрачность кристаллов также находятся в соответствии, и даже размер кристаллов близок.

Можно предположить, что генезис крупного кристалла цезийсодержащего анальцима связан с гидротермальным этапом эволюции пегматитовой системы. Нижний температурный порог его образования задается экспериментально установленной границей невозможности вхождения Cs в структуру анальцима при температурах менее 200 °C (Barrer, 1978). Верхний температурный порог можно приблизительно оценить величиной 400–450 °C по средней доле лейцитита в анальциме равной 2 моль. %, исходя из параметров экспериментально изученной системы твердых растворов поллуцит–лейцит–анальцим (London et al., 1998), для которой также было установлено, что наличие в пегматитовом расплаве Cs заметно понижает температуру его солидуса. Исследование кристалломорфологии минералов ряда поллуцит–цезийсодержащий анальцим позволило сделать вывод, что преобладание простой формы тетрагонтриоктаэдра отвечает следующим условиям: температура около 400 °C и $pH = 12$ (Teertstra, Černý, 1992).

Геохимическими индикаторами эволюции пегматитообразующего процесса выступают K/Rb отношение и содержание Rb для пород и минералов (Ercit et al., 2005; Пеков, Кононкова, 2010). В процессе эволюции K/Rb отношение понижается с ростом содержания Rb примерно по экспоненте. Фигуративные точки, относящиеся к различным этапам пегматитового процесса, образуют единый тренд в координатах Rb–K/Rb, на котором наиболее «зрелые» пегматиты находятся в нижней правой части.

По данным метода SIMS, K/Rb отношение минимально в центральной части кристалла цезийсодержащего анальцима, к краям оно увеличивается в 2–3 раза (рис. 7, а). В координатах Rb–K/Rb фигуративные точки из краевой части кристалла отличаются пониженным содержанием Rb (как и Cs, табл. 1), но, тем не менее, вместе с точками из центральной части, с которыми пересекаются, образуют единый тренд (рис. 7, б). Пологий характер тренда (K/Rb отношение в основном менее 100) говорит о сильно фракционированном характере минералообразующей среды, а его направленность – о тенденции уменьшения степени фракционирования. Можно предположить, что образование центральной части кристалла происходило на позднемагматическом этапе пегматитового процесса, когда остаточный расплав был обогащен летучими и несовместимыми элементами. Именно поэтому центр кристалла заметно обогащен Cs, по сравнению с краевыми частями. «Горбообразная» зональность по Cs может быть объяснена рэлеевским фракционированием этого компонента при кристаллизации минерала в закрытой системе, что хорошо продемонстрировано на примере колоколообразной зональности по Mn в гранатах низких фаций метаморфизма (Hollister, 1966). Являясь главным минералом-концентратором цезия, цезийсодержащий анальцим включает в свою структуру максимально возможное количество этого компонента. При этом падение содержания цезия к краевой зоне кристалла отражает общее снижение («исчерпание») цезия в системе в процессе кристаллизации цезийсодержащего анальцима.

Следует отметить, что авторами было зафиксировано снижение содержания Cs₂O в темной полоске на BSE-изображении (точка 33) на продолжении трещины, по сравнению с соседними точками 32 и 34 (1.89 мас. % в полоске, 4.18 и 2.78 мас. % рядом соответственно; табл. 1S). Поэтому нельзя исключать возможность того, что наблюдаемая ростовая зональность кристалла осложнена возможным выносом цезия (ионным обменом цезия на натрий и воду) в результате вторичных процессов, приведших к образованию трещин. Вероятно, наложение вторичных процессов осложнило профиль распределения цезия, придав ему элементы пилообразности.

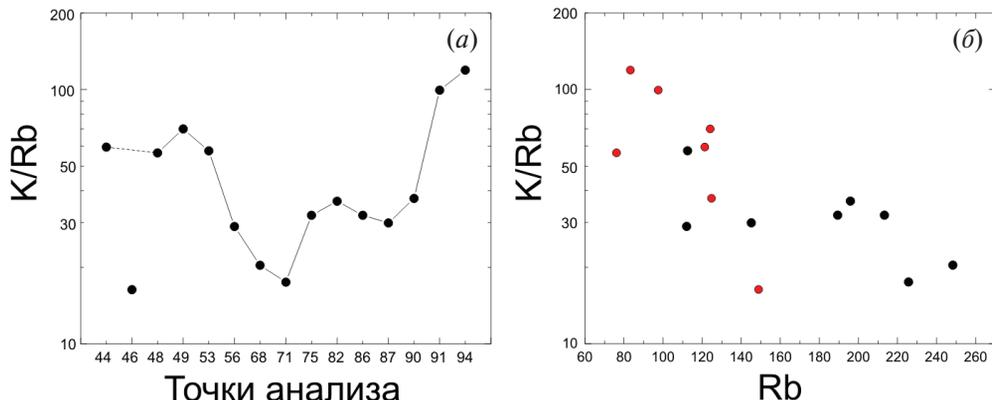


Рис. 7. Профиль для K/Rb отношения от точки 44 до точки 94 (а) и соотношение содержания Rb (ppm) и K/Rb отношения (б). Красными кружками выделены точки, расположенные в краевой части кристалла цезийсодержащего анальцима.

Fig. 7. The pattern for the K/Rb ratio from point 44 to point 94 (a) and Rb content (ppm) vs K/Rb ratio (b). Red circles mark the points located in the marginal part of the crystal of cesium-containing analcime.

Можно предположить, что рост кристалла продолжился уже на гидротермальной стадии, для которой граница с магматической стадией для пегматитов весьма условная (London et al., 2018). Оценочная температура образования кристалла цезийсодержащего анальцима около 400 °С не противоречит этому предположению.

По всей видимости, образование цезийсодержащего анальцима маркировало завершение магматической стадии пегматитообразования с высокой активностью цезия в расплаве и переход к гидротермальной стадии (на что косвенно указывает рост содержания воды в краевых частях кристалла). Несмотря на не определенный окончательно генезис этого минерала, сама по себе находка крайне редкого и исключительного по своим характеристикам (размер и прозрачность) кристалла цезийсодержащего анальцима является уникальной и требует дальнейшего минералогического и геохимического исследования редкометалльных пегматитов Афганистана, хранящих в себе немало тайн природы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование крупного (около 15 мм) кристалла цезийсодержащего анальцима методами SEM-EDS и SIMS установило его зонально-концентрическое строение, проявленное как в BSE-изображении, так и в характере распределения от центра к краю кристалла главных, малых и редких элементов. Формула цезийсодержащего анальцима может быть записана следующим образом: $(\text{Na}_{0.78}\text{Cs}_{0.05}\text{K}_{0.02})_{\Sigma 0.85}[(\text{Al}_{0.89}\text{Si}_{2.12})_{\Sigma 3.01}\text{O}_6] \cdot 0.65\text{H}_2\text{O}$.

Можно предположить, что образование цезийсодержащего анальцима маркирует завершение магматической стадии пегматитообразования, температурный режим которой оценен по содержанию лейцитовой компоненты в анальциме и морфологии кристалла как ~400 °С, и переход к гидротермальной стадии. Находка такого крупного кристалла крайне редкого цезийсодержащего анальцима является уникальной.

Авторы признательны С.Г. Симакину и Е.В. Потапову за аналитические работы на ионном зонде. Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.И.* Воджинит как минерал-индикатор танталоносных пегматитов и гранитов // Записки Горного института. **2023**. Т. 262. С. 495–508.
- Бескин С.М., Марин Ю.Б.* Особенности гранитовых систем с редкометалльными пегматитами // ЗРМО. **2019**. Т. 148. С. 1–16.
- Дурнев В.Ф., Мелентьев Г.Б., Соколов В.А., Покровский Е.Н., Черепицкая Г.А.* Первая находка поллуцита в пегматитах Памира // Доклады АН СССР. **1973**. Т. 213. № 1. С. 180–183.
- Житова Е.С., Попов М.П., Золотарев (мл.) А.А.* Цезийсодержащий анальцим Мариинского месторождения (Уральские Изумрудные копи, Средний Урал, Россия) и его кристаллическая структура // ЗРМО. **2017**. № 4. С. 111–120.
- Кольцова Т.Н.* Анализ областей гомогенности твердых растворов на основе поллуцита (анальцим-поллуцита) // Неорганические материалы. **2014**. Т. 50. № 7. С. 745–756.
- Кривовичев В.Г., Гульбин Ю.Л.* Рекомендации по расчету и представлению формул минералов по данным химических анализов. // ЗРМО. **2022**. Т. 151. № 1. С. 114–124.
- Левашова Е.В., Попов В.А., Левашов Д.С., Румянцева Н.А.* Распределение редких элементов по секторам и зонам роста в цирконе из миаскитового пегматита Вишневогорского массива, Южный Урал // Записки Горного института. **2022**. Т. 254. С. 136–148.
- Паутов Л.А., Агаханов А.А., Бекенова Г.К.* Соколоваит $CsLi_2AlSi_4O_{10}F_2$ – новый минерал из группы слюд // Новые данные о минералах. **2006**. Вып. 41. С. 5–13.
- Пеков И.В., Кононкова Н.Н.* Рубидиевая минерализация в редкометалльных гранитных пегматитах Вороньих тундр (Кольский полуостров, Россия) // Геохимия. **2010**. № 7. С. 741–760.
- Попов М.П.* Особенности редкометалльного оруденения и генетическая связь минеральных ассоциаций в восточном обрамлении Мурзинско-Адуйского антиклинория (Уральская изумрудоносная полоса) // Записки Горного Института. **2022**. Т. 255. С. 337–348.
- Россовский Л.Н.* Первая находка поллуцита и его кристаллов в Афганистане // Доклады АН СССР. **1977**. Т. 236. № 1. С. 216–219.
- Скублов С.Г., Левашова Е.В., Мамыкина М.Е., Гусев Н.И., Гусев А.И.* Полифазный Белокурухинский массив гранитов, Горный Алтай: изотопно-геохимическое исследование циркона // Записки Горного института. **2024**. С. 1–24.
- Скублов С.Г., Гаврильчик А.К., Березин А.В.* Геохимия разновидностей берилла: сравнительный анализ и визуализация аналитических данных методами главных компонент (РСА) и стохастического вложения соседей с t-распределением (t-SNE) // Записки Горного института. **2022**. Т. 255. С. 455–469.
- Франк-Каменецкая О.В., Гордиенко В.В., Каминская Т.Н., Зорина М.Л., Костицына А.В.* 1997. Вода в структуре минералов анальцим-поллуцитового ряда $NaAlSi_2O_6 \cdot nH_2O - CsAlSiO_6$ // ЗВМО. **1997**. № 2. С. 62–71.
- Франк-Каменецкая О.В., Рождественская И.В., Баннова И.И., Костицына А.В., Каминская Т.Н., Гордиенко В.В.* Диссиметризация кристаллических структур натриевых поллуцитов // Кристаллография. **1995**. Т. 40. № 4. С. 698–707.

Composition of Cs-Rich Analcime in Spodumene Pegmatites of Afghanistan (Kolatan Deposit, Nuristan Province)**S. G. Skublov^{a, *}, A. Yosufzai^{b, c, **}, A. N. Evdokimov^{b, ***}, O. L. Galankina^{a, ****}**^a *Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint-Petersburg, Russia*^b *Saint-Petersburg Mining University, Saint-Petersburg, Russia*^c *Kabul Polytechnic University, Kabul, Afghanistan** *e-mail: skublov@yandex.ru*** *e-mail: ata.yosufzai@gmail.com**** *e-mail: evdokimov_an@pers.spmi.ru***** *e-mail: galankinaol@mail.ru*

In spodumene pegmatites, the Kolatan deposit, Nuristan province, Afghanistan, a large (about 15 mm) crystal of Cs-rich analcime was discovered for the first time in the region. The SEM-EDS and SIMS methods identified its concentric zoning. The formula $(\text{Na}_{0.78}\text{Cs}_{0.05}\text{K}_{0.02})_{\Sigma 0.85}[(\text{Al}_{0.89}\text{Si}_{2.12})_{\Sigma 3.01}\text{O}_6] \cdot 0.65\text{H}_2\text{O}$ corresponds to the average composition of the mineral. The analysis of crystal zoning in two profiles by the SEM-EDS method (93 points) shows that Cs content is maximum in the core of the crystal and decrease to the rim. Contents of K, Na, and Al increase from core to rim. SIMS method (16 points) confirms the pointed profile of Cs which content decreases from 65 100 to 9200 ppm. The profile of Ca has smoother appearance. Profiles of transition metals (Mn, Fe, Ni, Cr, and V) are complex. The Rb profile is peaked and asymmetric: in the one part of the profile, Rb content varies insignificantly, in the another part it decreases from 250 ppm to 80 ppm. Water content increases from core to rim (from 48 400 ppm to 68 700 ppm). Most likely, this increasing reflects the transition to the hydrothermal stage. It is possible to assume that the formation of Cs-rich analcime marked the completion of the magmatic stage of pegmatite formation, the temperature regime of which is estimated as $\sim 400^\circ\text{C}$. The find of such a large and gem quality crystal of extremely rare Cs-rich analcime is unique.

Keywords: Cs-rich analcime, spodumene pegmatites, mineral zoning, trace elements, SIMS method, Kolatan deposit

REFERENCES

- Alekseev V.I.* Wodginite as an indicator mineral of tantalum-bearing pegmatites and granites. *J. Mining Inst.* **2023**. Vol. 262. P. 495–508.
- Arbel-Haddad M., Ofer-Rozovsky E., Goldbourt A.* Facile formation of pollucite in geopolymers: Implications for radioactive Cs immobilization. *Ceramics Int.* **2023**. Vol. 49. P. 30881–30885.
- Barrer R.M.* Cation exchange equilibria in zeolites and feldspathoids. In: *Natural Zeolites. Occurrence. Properties. Use*. Eds. L.B. Sand and F.A. Mumpton. Pergamon Press, **1978**. P. 385–395.
- Bebout G.E.* Caesium. Encyclopedia of Geochemistry. Ed. W.M. White. Springer International Publishing Switzerland, **2018**. P. 172–177.
- Beger R.M.* The crystal structure and chemical composition of pollucite. *Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials.* **1969**. Vol. 129. P. 280–302.
- Beskin S.M., Marin Y.B.* Granite systems with rare-metal pegmatites. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner Soc.)*. **2019**. Vol. 148. P. 1–16 (in Russian, English translation: Geol. Ore Deposits. 2020. Vol. 62. P. 554–563).
- Černý P.* The present status of the analcime-pollucite series. *Canad. Miner.* **1974**. Vol. 12. P. 334–341.
- Černý P.* The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba; VIII, Secondary minerals from the spodumene-rich zones. *Canad. Miner.* **1972**. Vol. 11. P. 714–726.
- Černý P., Simpson F.M.* The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba X. Pollucite. *Canad. Miner.* **1978**. Vol. 16. P. 325–333.
- Černý P.* Rare element granitic pegmatites. Part II: Regional and global environments and petrogenesis. *Geosci. Canad.* **1991**. Vol. 18. P. 68–81.
- Chen J.F., Wen C.H., Lv Z.H., Huang J.Z., Zhang J.X., Tang Y., Du Y., Cao C.H.* Petrogenesis of Mesozoic Li-, Cs-, and Ta-rich (LCT) pegmatites from the Neoproterozoic Jiangnan Orogenic Belt, South China: An alternative origin model for the LCT type pegmatite. *Ore Geol. Rev.* **2023**. Vol. 153. 105276.
- Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J.A., Minato H., Nickel E.H.* Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Miner. Mag.* **1998**. Vol. 62. P. 533–571.
- Doeblich J.L., Wahl R.R., Chirico P.G., Wandrey C.J., Bohannon R.G., Orris G.J., Bliss J.D., Wasy A., Younsi M.O.* Geologic and mineral resource map of Afghanistan, scale 1/850,000. United States Geological Survey, Open File Report. **2006**. 1038.
- Drysdale D.J.* The pollucite—analcime series, 1974–1990. *Papers Dep. Earth Sci. Univ. Queensland.* **1992**. Vol. 12. P. 317–324.

Durnev V.F., Melentev G.B., Sokolov V.A., Pokrovskii E.N., Cherepivskaya G.A. First finding of pollucite in Pamirs pegmatites. *Doklady Acad. Sci. USSR. Earth Sci. Section*. **1973**. Vol. 213. N 1. P. 180–183 (in Russian).

Ercit T.S., Linnen R.L., Samson I.M. REE-enriched granitic pegmatites. Rare-element geochemistry and mineral deposits. *Geol. Assoc. Canada, GAC Short Course Notes*. **2005**. Vol. 17. P. 175–199.

Frank-Kamenetskaya O.V., Gordienko V.V., Kaminskaya T.N., Zorina M.L., Kostitsyna A.V. Water in crystal structure of minerals of the analcime-pollucite isomorphous series $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O} - \text{CsAlSi}_2\text{O}_6$. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **1997**. Vol. 126. N 2. P. 62–71 (in Russian).

Frank-Kamenetskaya O.V., Rozhdestvenskaya I.V., Bannova I.I., Kostitsyna A.V., Kaminskaya T.N., Gordienko V.V. Dissymmetrization of crystal structures of sodium pollucites. *Crystallogr. Rep.* **1995**. Vol. 40. P. 645–654.

Gatta G.D., Rinaldi R., McIntyre G.J., Nénert G., Bellatreccia F., Guastoni A., Ventura G.D. On the crystal structure and crystal chemistry of pollucite, $(\text{Cs,Na})_{16}\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96} \cdot n \text{H}_2\text{O}$: A natural microporous material of interest in nuclear technology. *Amer. Miner.* **2009**. Vol. 94. P. 1560–1568.

Hollister L.S. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*. **1966**. Vol. 154(3757). P. 1647–1651.

Hollister L.S. Origin, mechanism, and consequences of compositional sector-zoning in staurolite. *Amer. Miner.* **1970**. Vol. 55. P. 742–766.

Hu F., Liu X., He S., Wang J., Wu F. Cesium-rubidium mineralization in Himalayan leucogranites. *Sci. China Earth Sci.* **2023**. Vol. 66. P. 2827–2852.

Jiang S.Y., Wang W., Su H.M. Super-enrichment mechanisms of strategic critical metal deposits: current understanding and future perspectives. *J. Earth Sci.* **2023**. Vol. 34. P. 1295–1298.

Keith T.E., Thompson J.M., Mays R.E. Selective concentration of cesium in analcime during hydrothermal alteration, Yellowstone National Park, Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **1983**. Vol. 47. P. 795–804.

Kol'tsova T.N. Analysis of the homogeneity ranges of pollucite-based (analcime-pollucite) solid solutions. *Inorganic Materials*. **2014**. Vol. 50. N 7. P. 691–702.

Krivovichev V.G., Gulbin Yu.L. Recommendations for mineral formula calculations from chemical analytical data. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2022**. Vol. 151. N 1. P.114–124 (in Russian).

Levashova E.V., Popov V.A., Levashov D.S., Rumyantseva N.A. Distribution of trace elements controlled by sector and growth zonings in zircon from a miaskite pegmatite of the Vishnegorsky massif, the Southern Urals. *J. Mining. Inst.* **2022**. Vol. 254. P. 136–148.

Levashova E.V., Skublov S.G., Hamdard N., Ivanov M.A., Stativko V.S. Geochemistry of zircon from pegmatite-bearing leucogranites of the Laghman Complex, Nuristan Province, Afghanistan. *Russian J. Earth Sci.* **2024**. Vol. 24. ES2011 (in Russian).

Li H., Liu Y., Yang K., Liu Y., Niu Y. Hydrothermal mineral assemblages of calcite and dolomite–analcime–pyrite in Permian lacustrine Lucaogou mudstones, eastern Junggar Basin, Northwest China. *Miner. Petrol.* **2021**. Vol. 115. P. 63–85.

London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geol. Rev.* **2018**. Vol. 101. P. 349–383.

London D. Reading pegmatites: Part 5 – What pollucite says. *Rocks & Minerals*, **2019**. Vol. 94. P. 420–427.

London D., Morgan VI G.B., Icenhower J.P. Stability and solubility of pollucite in granitic systems at 200 MPa H_2O . *Canad. Miner.* **1998**. Vol. 36. P. 497–510.

Lyckberg P. Gem pegmatites of northeastern Afghanistan. *Miner. Rec.* **2017**. Vol. 48. P. 611–675.

Mashkoor R., Ahmadi H., Rahmani A.B., Pekkan E. Detecting Li-bearing pegmatites using geospatial technology: the case of SW Konar Province, Eastern Afghanistan. *Geocarto Intern.* **2022**. Vol. 37. P. 14105–14126.

Mosazai A.M., Yousufi A., Ahmadi H. The geological characteristics and economical importance of pegmatite belt of Afghanistan. *Geol. Protection Miner. Res.* **2017**. Vol. 65. N 4. P. 26–33.

Orris G.J., Bliss J.D. Mines and Mineral Occurrences of Afghanistan. Vol. 2. U.S. Geological Survey Open-File Report 02-110. USGS, Tucson, Arizona, **2002**. 95 p.

Pautov L.A., Agakhanov A.A., Bekenova G.K. Sokolovaite $\text{CsLi}_2\text{AlSi}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$ – a new mineral species of the mica group. *New Data on Minerals*. **2006**. Vol. 41. P. 5–13 (in Russian).

Pekov I.V., Kononkova N.N. Rubidium mineralization in rare-element granitic pegmatites of the Voron'i tundras, Kola Peninsula, Russia. *Geochem. Int.* **2010**. Vol. 48. P. 695–713.

Peters S.G., Ludington S.D., Orris G.J., Sutphin D.M., Bliss J.D. (eds.). Preliminary Non-Fuel Mineral Resource Assessment of Afghanistan. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1214. **2007**. 810 p.

Popov M.P. Peculiarities of rare-metal mineralization and genetic relationship of mineral associations in the eastern rim of Murzinsko-Aduysky anticlinorium (the Ural Emerald Belt). *J. Mining Inst.* **2022**. Vol. 255. P. 337–348.

Rossovskii L.N. First find of pollucite and its crystals in Afghanistan. *Doklady Acad. Sci. USSR, Earth Sci. Section.* **1977**. Vol. 236. P. 157–160 (in Russian).

Rossovskiy L.N., Chmyrev V.M. Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan). *Intern. Geol. Rev.* **1977**. Vol. 19. P. 511–520.

Rossovskiy L.N., Konovalenko S.I. Features of the formation of the rare-metal pegmatites under conditions of compression and tension (as exemplified by the Hindu Kush region). *Intern. Geol. Rev.* **1979**. Vol. 21. N 7. P. 755–764.

Rudnick R.L., Gao S. 4.1. Composition of the continental crust. In: *Treatise on Geochemistry: The Crust* (ed. R.L. Rudnick). 2nd edn. Amsterdam: Elsevier, **2014**. Vol. 4. P. 1–51.

Sánchez-Muñoz L., Santos J.I., Simmons W.B., Florian P. Local structure and protons in non-stoichiometric pseudo-cubic pollucite mineral by multinuclear NMR. *Minerals.* **2022**. Vol. 12. 1181.

Shearer C.K., Papike J.J., Jolliff B.L. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota. *Canad. Miner.* **1992**. Vol. 30. P. 785–809.

Scandale E., Lucchesi S. Growth and sector zoning in a beryl crystal. *Eur. J. Miner.* **2000**. Vol. 12. P. 357–366.

Skublov S.G., Hamdard N., Ivanov M.A., Stativko V.S. Trace element zoning of colorless beryl from spodumene pegmatites of Pashki deposit (Nuristan province, Afghanistan). *Front. Earth Sci.* **2024**. Vol. 12. 1432222.

Skublov S.G., Petrov D.A., Galankina O.L., Levashova E.V., Rogova I.V. Th-Rich zircon from a pegmatite vein hosted in the Wiborg rapakivi granite massif. *Geosciences.* **2023**. Vol. 13. 362.

Skublov S.G., Gavrilchik A.K., Berezin A.V. Geochemistry of beryl varieties: comparative analysis and visualization of analytical data by principal component analysis (PCA) and t-distributed stochastic neighbor embedding (t-SNE). *J. Mining Inst.* **2022**. Vol. 255. P. 455–469.

Skublov S.G., Levashova E.V., Mamykina M.E., Gusev N.I., Gusev A.I. Polyphase Belokurikhinsky granite massif, Gorny Altai: isotope-geochemical study of zircon. *J. Mining Inst.* **2024**.

Teertstra D.K., Černý P. The compositional evolution of pollucite from African granitic pegmatites. *J. African Earth Sci.* **1997**. Vol. 25. P. 317–331.

Teertstra D.K., Černý P. Controls on morphology of analcime-pollucite in natural minerals, synthetic phases, and nuclear waste products. *Crystal Res. Techn.* **1992**. Vol. 27. P. 931–939.

Teertstra D.K., Černý P., Chapman R. Compositional heterogeneity of pollucite from high grade dyke, Maskwa Lake, Southeastern Manitoba. *Canad. Miner.* **1992**. Vol. 30. P. 687–697.

Vance E.R., Gregg D.J., Griffiths G.J., Gaugliardo P.R., Grant C. Incorporation of Ba in Al and Fe pollucite. *J. Nuclear Mater.* **2016**. Vol. 478. P. 256–260.

Wang R.C., Hu H., Zhang A.C., Fontan F., de Parseval P., Jiang S.Y. Cs-dominant polyolithionite in the Koktokay# 3 pegmatite, Altai, NW China: in situ micro-characterization and implication for the storage of radioactive cesium. *Contrib. Miner. Petrol.* **2007**. Vol. 153. P. 355–367.

Wang R.C., Hu H., Zhang A.C., Huang X.L., Ni P. Pollucite and the cesium-dominant analogue of polyolithionite as expressions of extreme Cs enrichment in the Yichun topaz-lepidolite granite, southern China. *Canad. Miner.* **2004**. Vol. 42. P. 883–896.

Zhitova E.S., Popov M.P., Zolotarev (Jr.) A.A. Analcime of Mariinskoe Deposit (Urals Emerald mines, The Middle Urals): Chemical composition, crystal structure. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2017**. Vol. 146. N 4. P. 111–120 (in Russian).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

ИЗОМОРФИЗМ В ВАНАДИНИТЕ.

2. ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДОМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ

© 2024 г. А. О. Карпов^{1, 2, *}, А. А. Агаханов², М. Ф. Вигасина¹, поч. чл. И. В. Пеков¹

¹Московский государственный университет, геологический факультет,
Воробьевы горы, Москва, 119991, Россия

²Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Ленинский пр., 18, к. 2, Москва, 119071, Россия
*e-mail: karpovao@ty.msu.ru

Поступила в редакцию: 10.06.2024

После доработки: 05.07.2024

Принята к публикации: 09.10.2024

Методом ИК-спектроскопии изучена коллекция из 120 образцов ванадинита, пироморфита и миметизита. Детально охарактеризованы особенности ИК-спектров фосфор- и мышьяксодержащих разновидностей ванадинита. Показано, что чувствительность ИК-спектроскопии к вхождению в ванадинит малой примеси Р (начиная с 0.1 мас. % P_2O_5) сопоставима с чувствительностью электронно-зондового анализа, и что по положению полос, соответствующих валентным колебаниям связей Р—О, в ИК-спектре можно надежно отличить фосфорсодержащий ванадинит от сростков (механической смеси) ванадинита и пироморфита. Обсуждается причина смещения полос, отвечающих валентным колебаниям V—О и Р—О, в т.ч. сближения отдельных компонент в них, в спектрах фосфорсодержащего ванадинита. Ни один из изученных образцов ванадинита не содержит групп $(OH)^-$, $(CO_3)^{2-}$ или H_2O .

Ключевые слова: ванадинит, пироморфит, миметизит, группа апатита, ванадат, инфракрасная спектроскопия, изоморфизм

DOI: 10.31857/S0869605524060066, EDN: NWATLT

ВВЕДЕНИЕ

Эта статья, как и предыдущая (Карпов и др., 2024), посвящена особенностям изоморфизма в ванадините. В настоящей работе приведены результаты систематического изучения фосфор- и мышьяксодержащих разновидностей этого минерала методом абсорбционной инфракрасной спектроскопии (ИКС). Для сравнения нами исследованы в аналогичных условиях образцы двух минералов, изоструктурных ванадиниту $Pb_5(VO_4)_3Cl$ и образующих с ним изоморфную систему – пироморфита $Pb_5(PO_4)_3Cl$ и миметизита $Pb_5(AsO_4)_3Cl$.

Инфракрасная спектроскопия – очень информативный, структурно-чувствительный метод исследования минералов, хорошо зарекомендовавший себя для изучения членов надгруппы апатита, объединяющей структурно близкие минералы с общей формулой $M_1M_2M_3(TO_4)_3X$ (см., например: Пеков и др., 1995). Метод ИКС позволяет исследовать вхождение в состав минерала атомных группировок с легкими элементами, не определяемыми при электронно-зондовом анализе (OH^- , H_2O^0 , CO_3^{2-} и др.),

изучать изоморфизм и упорядочение катионов и анионов, и влияние этих явлений на симметрию.

В применении к ванадиниту важно отметить, что чувствительность метода порошковой рентгенографии к изоморфизму ванадия, фосфора и мышьяка существенно ниже, чем чувствительность метода ИКС. Структура ванадинита детально изучена (Trotter, Barnes, 1958; Dai, Hughes, 1989), и при температурах ниже 700 °С другие полиморфные модификации $Pb_5(VO_4)_3Cl$, кроме гексагонального ванадинита, неизвестны (Eivner, 1913; Черноруков и др., 2008). В минералах и многочисленных синтетических соединениях со структурным типом апатита не отмечалось случаев упорядочения тетраэдрически координированных компонентов T (White et al., 2005), что делает применение рентгенографии не очень информативным даже для богатых Р и As разновидностей ванадинита. Таким образом, рентгенографические методы исследования не применялись в этой работе. Изоморфные замещения в ванадините изучены нами по данным электронно-зондового анализа и ИКС.

Как показано нами на основании почти семисот литературных и оригинальных химических и электронно-зондовых анализов ванадинита, изоморфизм в заселенных атомами свинца позициях $M1$ и $M2$ в этом минерале редок и ограничивается, по сути, вхождением небольшой примеси кальция (редко более 0.5 мас. % СаО: Карпов и др., 2024), так что при ИК-спектроскопическом исследовании мы сосредоточились на изучении изоморфизма в позициях тетраэдрически координированных компонентов (T) и дополнительных анионов (X) в структуре ванадинита.

Инфракрасный (ИК) спектр ванадинита, вероятно, впервые был опубликован Г.Г. Адлером (1964). В дальнейшем исследованию ванадинита и других членов системы ванадинит–пироморфит–миметизит – как природных, так и синтетических – с использованием ИК-спектроскопии была посвящена целая серия статей (von Rahden, Dicks, 1967; Bhatnagar, 1968; Levitt, Condrate, 1970; Поваренных, Геворкьян, 1970; Платонов и др., 1971; Bartholomäi, Klee, 1978; Masaoka, Kyono, 2006; Черноруков и др., 2010; Буланов, 2012; Князев и др., 2012; Janicka et al., 2014; Solecka et al., 2015, 2018; Song et al., 2018 и др.). Большая часть этих работ затрагивает вопросы изоморфизма между $(VO_4)^{3-}$, $(PO_4)^{3-}$ и $(AsO_4)^{3-}$ в этих апатитоподобных соединениях. Описанные в литературе особенности ИК-спектров ванадинита и его аналогов будут более детально освещены нами ниже, при обсуждении результатов.

Однако, несмотря на значительное число работ, где приводятся те или иные результаты ИК-спектроскопического изучения минералов обсуждаемой системы и их синтетических аналогов, обобщения этих данных не проводилось. Мы попытались сделать это в рамках настоящей статьи. Еще одна задача нашей работы – методическая (в практическом аспекте): мы постарались на примере изученных образцов продемонстрировать не только возможности ИК-спектроскопии, но и ее преимущества перед другими методами в решении ряда вопросов минералогии и кристаллохимии этих широко распространенных в природе членов группы апатита.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках настоящей работы изучены 93 образца ванадинита из коллекций Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН (далее – ММФ) и семь образцов ванадинита из личных коллекций авторов (6 – А.О.К. и 1 – И.В.П.). Химический состав и некоторые другие характеристики этих образцов приведены в нашей предыдущей статье (Карпов и др., 2024). Для сравнения нами изучены 12 образцов пироморфита и 10 образцов миметизита из коллекции ММФ.

ИК-спектры получены в лаборатории ММФ на инфракрасном Фурье-спектрометре ФСМ 2201 (ООО «Инфраспек», Россия). Спектры снимались в суспензии

с вазелиновым маслом на пластинках-подложках из КВг (методика приготовления препаратов в суспензии детально описана в работах: Кросс, 1961; Прикладная..., 1970; Болдырев, 1976; Плюснина, 1976; Смит, 1982 и др.). Параметры съемки: диапазон волновых чисел $370\text{--}4000\text{ см}^{-1}$ (диапазон длин волн $27\text{--}2.5\text{ мкм}$), разрешение 4 см^{-1} , 50 сканов.

Полосы валентных колебаний С–О в треугольнике $(\text{CO}_3)^{2-}$ (наиболее интенсивные полосы С–О в ИК-спектрах) перекрываются дублетом деформационных колебаний Н–С–Н предельных углеводородов вазелинового масла в диапазоне $1300\text{--}1500\text{ см}^{-1}$, однако о содержании в минерале примеси CO_3 -групп можно судить по искажению формы этого дублета. В наших спектрах таких искажений не видно. В спорных случаях дополнительно снимался спектр минерала не в вазелиновом масле, а в перфторкеросине (fluolube), не дающем полос поглощения в указанной области: в спектрах ванадинита, полученных таким способом, полос, отвечающих колебаниям карбонатных групп, также не наблюдается.

Методика, по которой выполнены электронно-зондовые анализы минералов, описана в нашей предыдущей статье (Карпов и др., 2024). Изученные в этой статье образцы пироморфита и миметизита, по данным полуколичественного анализа, химически близки к конечным членам – $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ и $\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$ соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В рамках настоящей работы получено 135 ИК-спектров ванадинита и 30 ИК-спектров пироморфита и миметизита. Поскольку ни в одном из полученных спектров не наблюдалось полос колебаний, относящихся к группам $(\text{OH})^-$, $(\text{CO}_3)^{2-}$, молекулам H_2O или иным атомным группировкам с частотами колебаний выше 1100 см^{-1} , здесь мы приводим спектры в диапазоне $370\text{--}1200\text{ см}^{-1}$. Интерпретация полос поглощения приводится по (Накамото, 1991).

Типичный ИК-спектр ванадинита, близкого по составу к конечному члену $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$, представлен на рис. 1, а. Он очень близок к спектрам «чистого» ванадинита, приведенным как в упомянутых выше статьях, так и в справочнике (Chukanov, 2014). Спектр ванадинита имеет простое строение: в области $600\text{--}900\text{ см}^{-1}$ находится сильный дублет валентных колебаний $\text{V}^{5+}\text{--O}$ в тетраэдрах (VO_4) с максимумами при 740 и 805 см^{-1} и плечом при $\sim 835\text{ см}^{-1}$. Полоса при 740 см^{-1} обычно чуть более интенсивная, чем полоса при 805 см^{-1} . На низкочастотной границе рабочего диапазона прибора виден малоинтенсивный фрагмент полосы поглощения (при детальном рассмотрении и масштабировании видно, что он имеет два максимума, при 373 и 383 см^{-1}), которая, предположительно, может быть отнесена к деформационным колебаниям $\delta_4\text{O--V}^{5+}\text{--O}$. Однако, поскольку технические характеристики спектрометра позволяют зарегистрировать только часть этой полосы, в дальнейшем полосы деформационных колебаний O--V--O в ванадините обсуждаться не будут, как неинформативные в условиях нашего эксперимента. В диапазоне $400\text{--}600\text{ см}^{-1}$ в ИК-спектрах ванадинита полосы поглощения отсутствуют; это обстоятельство представляется важным для идентификации примесного As^{5+} в ванадините методом ИКС (см. ниже).

Для сравнения приведены ИК-спектры близких по составу к конечным членам миметизита $\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$ (рис. 1, б) и пироморфита $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$ (рис. 1, в). Полосы как деформационных $\text{O--P}^{5+}\text{--O}$ (в области $500\text{--}600\text{ см}^{-1}$), так и валентных $\text{P}^{5+}\text{--O}$ (в области $850\text{--}1100\text{ см}^{-1}$) колебаний в тетраэдрах (PO_4) в спектре пироморфита не перекрываются с полосами колебаний $\text{As}^{5+}\text{--O}$ и $\text{V}^{5+}\text{--O}$ и хорошо видны в спектрах фосфорсодержащих разновидностей миметизита и ванадинита. Полосы валентных колебаний $\text{As}^{5+}\text{--O}$ в тетраэдрах (AsO_4) в миметизите находятся в том же диапазоне

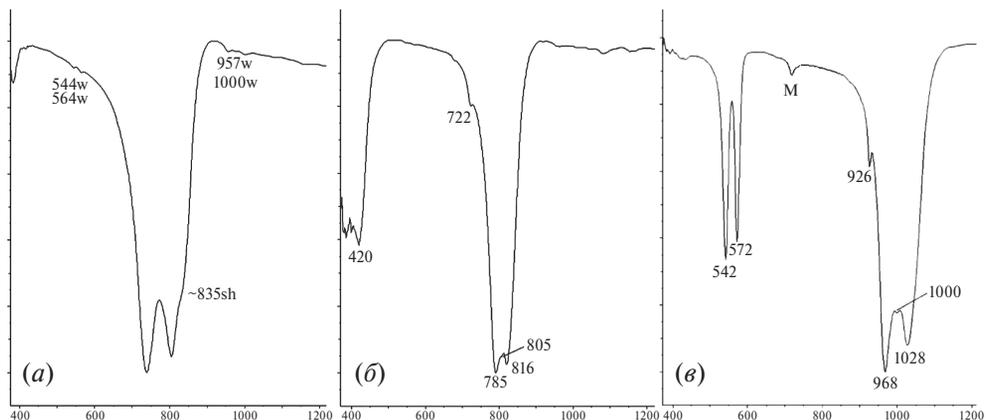


Рис. 1. Инфракрасные спектры почти беспримесных ванадинита (*a*), миметизита (*б*) и пироморфита (*в*). *a* – ванадинит из Kappel, Каринтия, Австрия (образец №52365 из коллекции ММФ); *б* – миметизит из Kappel, Каринтия, Австрия (образец № 54919 из коллекции ММФ); *в* – пироморфит из Yangshuo mine, Гуанси, Китай (образец № ОП2847 из коллекции ММФ); Здесь и далее: sh – плечо, w – слабая полоса, м – полоса вазелинового масла.

Fig. 1. Infrared spectra of vanadinite (*a*), mimetite (*b*) and pyromorphite (*c*), chemically close to end-members. *a* – vanadinite from Kappel, Carinthia, Austria (FMM RAS specimen №52365); *b* – mimetite from Kappel, Carinthia, Austria (FMM RAS specimen № 54919); *c* – pyromorphite from Yangshuo mine, Guangxi, China (FMM RAS specimen № ОП2847); Here and further: sh – shoulder, w – weak band, м – nujol band.

волновых чисел, что и полосы валентных колебаний $V^{5+}-O$ в тетраэдрах (VO_4) в ванадините (т.е. они практически полностью перекрываются), однако о содержании примеси As^{5+} в ванадините четко «сигнализирует» полоса при 420 см^{-1} , относящаяся к деформационным колебаниям $O-As^{5+}-O$ в тетраэдрах (AsO_4) : полосы, отвечающие колебаниям $O-V-O$, в этой области отсутствуют (см. выше).

При анализе ИК-спектров ванадинита разного состава наибольшее внимание нами уделялось тем изменениям, которые возникают при вхождении в минерал примесных фосфора и мышьяка.

В спектре ванадинита на рис. 1, *a* видны малоинтенсивные полосы в областях $500-600$ и $900-1050\text{ см}^{-1}$, которые относятся соответственно к деформационным ($O-P-O$) и валентным ($P-O$) колебаниям в тетраэдрах $(PO_4)^{3-}$. Образцы ванадинита, ИК-спектры которых совсем лишены полос в этих областях, очень редки. Как показывают наши данные, чувствительность метода ИКС к изоморфному вхождению фосфора в ванадинит сопоставима с чувствительностью электронно-зондового анализа (ЭДС): малоинтенсивные полосы колебаний в обсуждаемых областях появляются уже при содержании P в ванадините около 0.1 мас. % P_2O_5 (менее 0.05 а.ф. P: см. рис. 1, *a*; 2, *a*; 4, *a*). С ростом содержания фосфора интенсивность этих полос увеличивается, они становятся четче, яснее проявляются дублет деформационных колебаний $O-P-O$ и триплет (дополнительно осложненный полосой при $\sim 920\text{ см}^{-1}$) валентных колебаний $P-O$ в фосфатных тетраэдрах, близкие по положению и общему виду (форме) к таковым в ИК-спектре пироморфита.

ИК-спектры ванадинита с различным содержанием P (от 0.05 до 1 а.ф.) представлены на рис. 2, *a-v* и 3, *a*. Важно отметить, что (1) полосы колебаний $O-P-O$ и $P-O$ в спектрах ванадинита смещены в более низкочастотную область относительно соответствующих полос в спектрах пироморфита, и (2) их частоты в целом закономерно повышаются с ростом величины отношения P:V в минерале (см. табл. 1). Так, если в бедном фосфором (содержащем в среднем 0.05 а.ф. P, по

Таблица 1. Частоты колебаний в ИК-спектрах ванадинита с различным содержанием фосфора (1–6), близкого по составу к конечному члену пироморфита (7), тонкозональной пироморфит-ванадинитовой корки (8) и искусственно полученной механической смеси близких по составу к конечным членам ванадинита и пироморфита (9)

Table 1. Frequencies of bands in IR spectra of vanadinite with different phosphorus content (1–6), close to end-member pyromorphite (7), fine-zoned pyromorphite-vanadinite crust (8) and artificially made mechanical mixture of vanadinite and pyromorphite, chemically close to end-members (9)

№	Образец	Местонахождение	δ O–P–O		ν V–O			ν P–O			P, а.ф.	As, а.ф.	V, а.ф.	
			δ ₄ (1)	δ ₄ (2)	ν ₃ (1)	ν ₃ (2)	ν ₃ (3)	ν ₁	ν ₃ (1)	ν ₃ (2)				ν ₃ (3)
1	Mib-01	Mibladen, Марокко	544	564	740	805	835sh	920	956	977	1000	0.05	0	2.95
2	52373	Silver district, Аризона, США	544	564	739	803	835sh	921	959	978	999	0.2	0	2.8
3	92318	Puzzler mine, Аризона, США	544	565	740	803	835sh	922	961	980	1000	0.4	0.6	2.0
4	M9512	м-ние Сулейман-Сай, Казахстан	544	564	740	804	835sh	921	961	981	999	0.45	0.45	2.1
5	24244	Берёзовское м-ние, Ср. Урал	544	566	743	797	835sh	922	962	983 sh	В интервале 1000–1005, sh	0.7	0	2.3
6	52362	Берёзовское м-ние, Ср. Урал	543	567	743	796	836sh	922	965	984 sh	В интервале 1000–1005, sh	1.0	0	2.0
7	ОП2847	Yangshuo mine, Гуанси, Китай	542	572	–	–	–	926	968	1000	1028	3.0	0	0
8	60986	M'Fouati, Республика Конго	542	572	739	805	835sh	927	969	1000	1028			
9	Искусственно полученная механическая смесь ванадинита и пироморфита		542	572	740	805	835sh	926	968	1000	1028			

Примечание. ν₁ – симметричные валентные колебания P–O, ν₃ – асимметричные валентные колебания P(V)–O, δ₄ – асимметричные деформационные колебания O–P–O (по Накамото, 1991). Образец № 1 из коллекции одного из авторов (А.О.К.), образцы № 2–8 из коллекции ММФ.

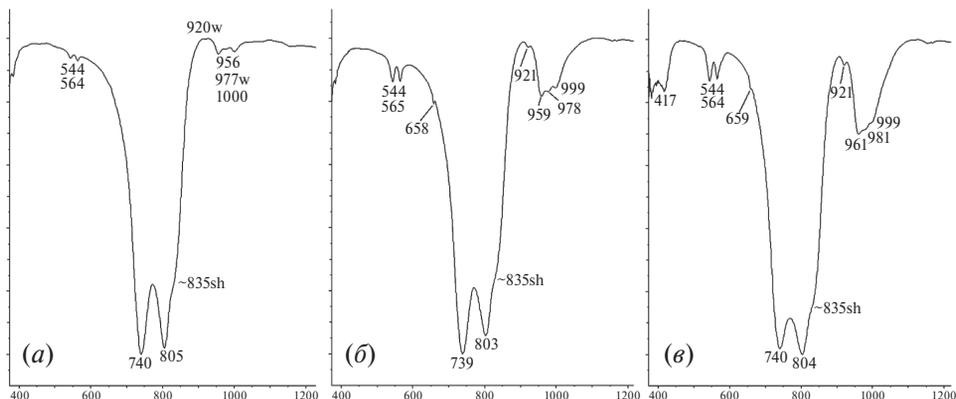


Рис. 2. Инфракрасные спектры ванадинита с различным содержанием фосфора.

a – ванадинит из Mibladen, область Драа-Тафилалет, Марокко. По данным электронно-зондового анализа, он содержит в среднем 0.05 а.ф. Р (образец Mib-01 из коллекции одного из авторов, А.О.К.); *b* – ванадинит из Silver district, Аризона, США. По данным электронно-зондового анализа, он содержит в среднем 0.2 а.ф. Р (образец № 52373 из коллекции ММФ); *c* – ванадинит из месторождения Сулейман-Сай, хребет Каратау, Казахстан. По данным электронно-зондового анализа, он содержит в среднем 0.45 а.ф. Р и 0.45 а.ф. As (образец № M9512 из коллекции ММФ).

Fig. 2. Infrared spectra of vanadinite with different phosphorous content.

a – vanadinite from Mibladen, Drâa-Tafilelet region, Morocco. According to EMPA data, it contains on average 0.05 apfu P (specimen Mib-01 from one of the authors collections, A.O.K.); *b* – vanadinite from Silver district, Arizona, USA. According to EMPA data, it contains on average 0.2 apfu P (FMM RAS specimen № 52373); *c* – vanadinite from Suleiman-Sai deposit, Karatau ridge, Kazakhstan. According to EMPA data, it contains on average 0.45 apfu P and 0.45 apfu As (FMM RAS specimen № M9512).

данным электронно-зондового анализа) ванадините из Mibladen, Марокко (рис. 2, *a*, образец Mib-01), дублет деформационных колебаний O–P–O имеет максимумы при 544 и 564 см⁻¹, а триплет валентных колебаний P–O – при 956, 977 и 1000 см⁻¹, то в богатом фосфором (содержащем в среднем 1 а.ф. Р, по данным электронно-зондового анализа) ванадините из Берёзовского месторождения на Среднем Урале (рис. 3а, образец № 52362 из коллекции ММФ) дублет деформационных колебаний O–P–O имеет максимумы при 543 и 567 см⁻¹, а триплет валентных колебаний P–O превратился в одну широкую полосу с максимумами при 965 и 984 см⁻¹, осложненную плечом в диапазоне 1000–1005 см⁻¹.

С ростом величины отношения P:V в ряду ванадинит–пироморфит также меняются форма и положение полос, отвечающих колебаниям V–O. Так, в низкофосфорном ванадините дублет валентных колебаний V–O имеет максимумы поглощения при 740 и 805 см⁻¹, а в высокофосфорном ванадините из Берёзовского месторождения – при 743 и 796 см⁻¹, причем полоса при 796 см⁻¹ уширена относительно полосы при 805 см⁻¹ в «чистом» ванадините.

Поскольку метод ИКС не является локальным (для анализа используется весь объем изучаемого зерна), то закономерно возникает вопрос, можно ли надежно без учета данных о гомогенности образца, полученных, например, методами сканирующей электронной микроскопии или рентгенографии, различить по ИК-спектрам фосфорсодержащий ванадинит, где P⁵⁺ изоморфно замещает V⁵⁺, и сростки, т.е., по сути, механическую смесь, ванадинита и пироморфита (типичные, в частности, для Берёзовского месторождения на Урале – см. Карпов и др., 2024 и ссылки в этой работе)? Для решения этого вопроса нами были получены ИК-спектры специально приготовленной механической смеси ванадинита с пироморфитом и природных

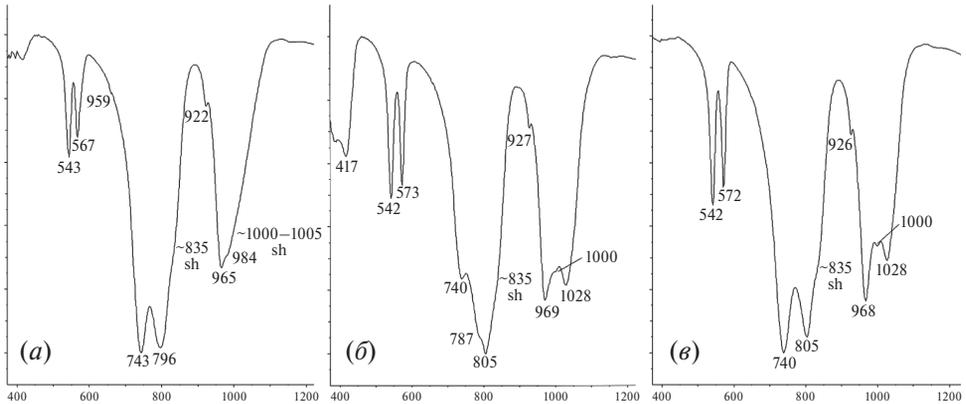


Рис. 3. Инфракрасные спектры высокофосфорного ванадинита (*а*), сростков ванадинита и пироморфита (*б*) и искусственно полученной механической смеси ванадинита и пироморфита (*в*).

а – ванадинит из Берёзовского месторождения, Средний Урал. По данным электронно-зондового анализа, он содержит в среднем 1 а.ф. Р (образец № 52362 из коллекции ММФ); *б* – белая мелкокристаллическая корочка, образованная сростками высокомышьякового ванадинита и почти чистого пироморфита из M'Fouati, департамент Буэнза, Республика Конго. По данным электронно-зондового анализа, ванадинит содержит в среднем 1.5 а.ф. As (т.е. является т.н. эндлихитом – промежуточным членом ряда ванадинит – миметизит) и менее 0.03 а.ф. Р. Видно, что полоса при 805 см⁻¹ заметно интенсивнее полосы при 740 см⁻¹, также появляется полоса при 787 см⁻¹ (образец № 60986 из коллекции ММФ); *в* – искусственно полученная механическая смесь сопоставимых объемов практически чистых ванадинита из Mibladen (Марокко) и пироморфита из Yangshuo mine (Китай).

Fig. 3. Infrared spectra of P-rich vanadinite (*a*), vanadinite-pyromorphite intergrowths (*b*) and artificially made mechanical mixture of vanadinite and pyromorphite (*c*).

a – vanadinite from Berzovskoe deposit, Middle Urals, Russia. According to EMPA data, it contains on average 1 apfu P (FMM RAS specimen № 52362); *b* – white fine-crystalline crust formed by intergrowths of As-rich vanadinite and almost admixture-free pyromorphite from M'Fouati, Bouenza department, Republic of the Congo. According to EMPA data, vanadinite contains on average 1.5 apfu P (that is so-called endlicheite – an intermediate member of vanadinite–mimetite series) and less than 0.03 apfu P. Note, band at 805 cm⁻¹ is noticeably more intense than band at 740 cm⁻¹; also appears band at 787 cm⁻¹ (FMM RAS specimen № 60986); *c* – artificially made mechanical mixture of comparable quantities of vanadinite from Mibladen (Morocco) and pyromorphite from Yangshuo mine (China).

срастаний этих минералов (образец №60986 ММФ из M'Fouati, Республика Конго). Эти сростки – тонкозональные корочки, сложенные зонами высокомышьякового ванадинита (содержащего от 1.1 до 2.1 а.ф. As, т.е. переходного к миметизиту) и почти чистого по химическому составу пироморфита. Механическая смесь была приготовлена нами из близких по составу к конечным членам ванадинита из Mibladen (Марокко) и пироморфита из Yangshuo mine (Китай) приблизительно в равных объемах.

Как и ожидалось, в ИК-спектрах как сростков ванадинита с пироморфитом (рис. 3, *б*), так и искусственно полученной механической смеси этих минералов (рис. 3, *в*) частоты деформационных (O–P–O) и валентных (P–O) колебаний в тетраэдрах (PO₄) соответствуют таковым в беспримесном пироморфите и не смещены в более низкочастотную область, в отличие от ванадинита, содержащего Р в качестве изоморфной примеси (табл. 1).

ИК-спектры образцов ванадинита с различным содержанием мышьяка (от 0.25 а.ф. до 1.25 а.ф. As) представлены на рис. 4, *а–в*. Как отмечалось выше, полосы валентных колебаний V–O и As–O в тетраэдрах (VO₄) и (AsO₄) почти полностью перекрываются, из-за чего главной индикаторной полосой (особенно важной при низком содержании примеси As), маркирующей присутствие мышьяка в ванадините, является полоса деформационных колебаний O–As–O при 417–420 см⁻¹. При высоком

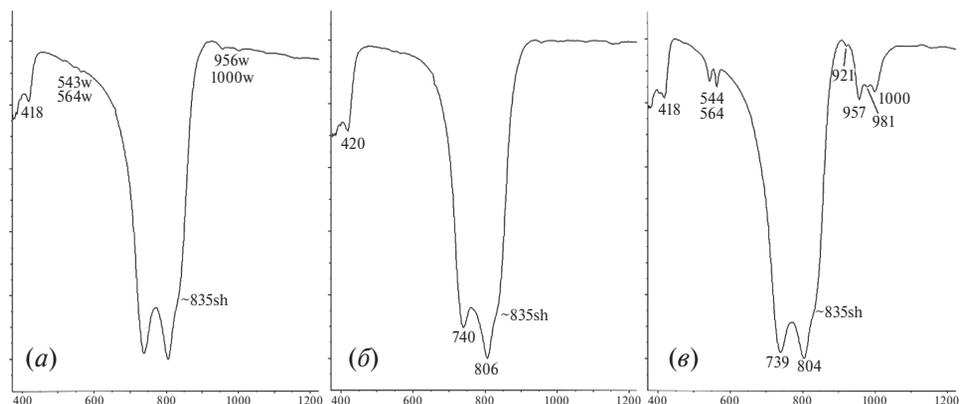


Рис. 4. Инфракрасные спектры ванадинита с различным содержанием мышьяка.

a – ванадинит из Abenab mine, Хрутфонтейн, Намибия. По данным электронно-зондового анализа, он содержит в среднем 0.25 а.ф. As и менее 0.05 а.ф. P (0.1 мас. % P_2O_5) (образец № 52375 из коллекции ММФ); *б* – ванадинит из Pure Potential mine, Аризона, США. По данным электронно-зондового анализа, он содержит в среднем 1.25 а.ф. As. Видно, что полоса при 806 см^{-1} заметно интенсивнее полосы при 740 см^{-1} (образец № 93660 из коллекции ММФ); *в* – ванадинит из Touissit, Восточная область, Марокко. По данным электронно-зондового анализа, он содержит в среднем 0.65 а.ф. As, 0.25 а.ф. P (образец R-01 из рабочих материалов ММФ).

Fig. 4. Infrared spectra of vanadinite with different arsenic content.

a – vanadinite from Abenab mine, Grootfontein, Namibia. According to EMPA data, it contains on average 0.25 apfu As and less than 0.05 apfu P (0.1 weight % P_2O_5) (FMM RAS specimen № 52375); *б* – vanadinite from Pure Potential mine, Arizona, USA. According to EMPA data, it contains on average 1.25 apfu As. Note, band at 806 cm^{-1} is noticeably more intense than band at 740 cm^{-1} (FMM RAS specimen № 93660); *в* – vanadinite from Touissit, Oriental region, Morocco. According to EMPA data, it contains on average 0.65 apfu As and 0.25 apfu P (FMM RAS working materials specimen R-01).

содержании мышьяка в ванадините также наблюдается изменение относительных интенсивностей компонент дублета валентных колебаний V–O: так, если в «чистом» ванадините полоса при 740 см^{-1} (ν_31) обычно чуть интенсивнее полосы при 805 см^{-1} (ν_32), то при росте содержания в минерале мышьяка полоса при 805 см^{-1} становится сначала немного (рис. 2, *б*; 4, *а*, *б*), а затем заметно (рис. 3, *б*; 4, *б*) более интенсивной за счет наложения на нее достаточно узких полос валентных колебаний As–O. Максимальной интенсивности она достигает в спектрах высокомышьяковых разновидностей ванадинита, переходных к миметизиту (образцы «эндлихита» из Pure Potential mine, Аризона, США, и M'Fouati, Республика Конго). В спектрах наиболее богатого мышьяком ванадинита также проявляется плечо при 787 см^{-1} , отвечающее частоте ν_31 в триплете валентных колебаний As–O в арсенатных тетраэдрах.

В спектрах ванадинита, содержащего одновременно примеси P и As, наблюдаются описанные выше полосы, относящиеся к колебаниям как фосфатных, так и арсенатных тетраэдров (рис. 2, *в*; 4, *в*).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изоморфизм в позиции T

В ИК-спектрах фосфорсодержащего ванадинита наблюдаются полосы как деформационных, так и валентных колебаний в тетраэдрах (PO_4), частоты которых близки к таковым в спектре пироморфита. Близки, но не идентичны: полосы поглощения,

соответствующие деформационным O—P—O и валентным P—O колебаниям, в ванадините смещены в более низкочастотную область относительно тех же колебаний в пироморфите, причем их частоты закономерно повышаются с ростом содержания примеси фосфора в минерале. Наши наблюдения хорошо согласуются с литературными данными как по природным соединениям ряда ванадинит—пироморфит (Adler, 1964; Levitt, Condrate, 1970), так и по их синтетическим аналогам (Черноруков и др., 2010; Буланов, 2012; Solecka et al., 2018). Сходное смещение полос наблюдается в спектрах соединений ряда миметизит—пироморфит при замещении As на P (Adler, 1964, 1968; Nakamoto et al., 1969; Levitt, Condrate, 1970; Bajda et al., 2011; Kwaśniak-Komenek et al., 2015). Это смещение наиболее удобно отслеживать по самой низкочастотной компоненте (ν_3 1) триплета валентных колебаний P—O, сохраняющей максимальную интенсивность и явно выраженную форму при изоморфных замещениях.

Наиболее вероятное объяснение такого смещения полос в различных минералах группы апатита связано с изменением средней длины связи T—O. Тетраэдрически координированный P^{5+} имеет ионный радиус 0.17 Å, As^{5+} — 0.335 Å, V^{5+} — 0.355 Å (Shannon, Prewitt, 1969). Соответственно, в окружении более крупных тетраэдров, центрированных As или V, увеличивается и усредненная (в целом по кристаллу) длина связи T—O, вследствие чего понижается частота колебаний этих связей в минерале относительно «чистого» пироморфита. Нетрудно заключить, что с ростом в минерале содержания фосфора (табл. 1) волновые числа максимумов поглощения полос, соответствующих деформационным O—P—O и валентным P—O колебаниям, будут приближаться к таковым в спектре пироморфита.

Этого смещения не наблюдается в ИК-спектрах природных сростков или искусственно полученных механических смесей ванадинита с пироморфитом. Таким образом, положение полос колебаний O—P—O и, особенно, P—O позволяет уверенно отличать механические смеси (тонкие сростания) пироморфита и ванадинита от фосфорсодержащего ванадинита, где P^{5+} изоморфно замещает V^{5+} , что находится в полном согласии с выводами работы (Adler, 1964).

При вхождении в ванадинит изоморфной примеси фосфора наблюдается смещение полос и в дублете валентных колебаний V—O: так, в фосфорсодержащем ванадините из Берёзовского месторождения (Средний Урал) частота колебания ν_3 2 понижается (относительно «чистого» ванадинита) с 805 до 796 $см^{-1}$, а частота колебания ν_3 1 несколько повышается — с 840 до 843 $см^{-1}$, т.е. две компоненты дублета сдвигаются навстречу друг другу (и при этом более высокочастотная компонента несколько уширяется). Аналогичная закономерность показана для синтетических аналогов членов ряда ванадинит-пироморфит, причем, чем выше отношение P:V, тем сильнее сближаются компоненты дублета (Черноруков и др., 2010; Буланов, 2012; Solecka et al., 2018). Таким образом, с ростом содержания P в ванадините уменьшается расщепление полосы трижды вырожденного колебания ν_3 в ИК-спектрах: разница в волновых числах компонент ν_3 1 и ν_3 2 этой полосы в «чистом» ванадините 805 — 740 = 65 $см^{-1}$, а в высокофосфорном ванадините, состав которого близок к формуле $Pb_5[(VO_4)_2(PO_4)]Cl$, 796 — 743 = 53 $см^{-1}$. Иными словами, при росте содержания фосфора в ванадините форма полосы валентных колебаний V—O постепенно приближается к синглету. Мы предполагаем, что это связано с повышением симметрии тетраэдров (VO_4) при вхождении в минерал изоморфной примеси фосфора. Уширение компоненты этого дублета с максимумом при 796 $см^{-1}$ может быть объяснено статистическим распределением P^{5+} , замещающего V^{5+} в тетраэдрах, т.е. уширение происходит вследствие сложения чуть более высокочастотных полос колебаний V—O в тетраэдрах (VO_4), не имеющих в окружении атомов P (как в «чистом» ванадините), и чуть более низкочастотных полос колебаний V—O в тех тетраэдрах (VO_4), которые имеют в окружении

атомы Р. Заметный вклад резонансных явлений (резонанс Ферми) в смещение полос в спектрах Р-содержащего ванадинита нам кажется маловероятным.

По литературным данным, симметрия тетраэдров (PO_4) и (VO_4) в структуре обсуждаемых апатитоподобных минералов понижена относительно точечной группы T_d , описывающей «идеальный» эквидистантный тетраэдр, и отвечает подгруппе C_s (Черноруков и др., 2010). Авторы процитированной работы также считают, что сближение компонент дублета валентных колебаний V—O связано с повышением симметрии тетраэдра (VO_4) при вхождении в структуру ванадинита (или его синтетического аналога) фосфора, однако конкретный механизм этого явления, предложенный Н.Г. Черноруковым с соавторами, нам представляется неверным: так, указанные в статье длины связей Р—О, достигающие 1.705 Å, практически невероятны для достаточно «жесткого» и компактного тетраэдра [PO_4] (средняя длина связи Р—О в тетраэдре в пироморфите равна 1.54 Å — см. Dai, Hughes, 1989), поэтому тяжело представить, чтобы искажение (Δl) для фосфатного тетраэдра было меньше, чем для ванадатного. Кроме того, вызывает вопросы точность, с которой приведены расстояния (Р,V)—О в пироморфите и ванадините: точность определения длин связей в богатых свинцом кислородных соединениях очень редко достигает третьего знака после запятой ввиду сильного поглощения рентгеновского излучения тяжелыми ионами Pb.

Сходное сближение компонент триплета валентных колебаний Р—О наблюдается при уменьшении отношения Р:V в ряду пироморфит—ванадинит: в спектре высокофосфорного ванадинита (рис. 3а) эти колебания дают, по сути, синглет с высокочастотным плечом. Разница в волновых числах полос колебаний $\nu_3 1$ и $\nu_3 3$ в «чистом» пироморфите (не содержащем V) $1027 - 968 = 59 \text{ см}^{-1}$, в высокофосфорном ванадините (1 а.ф. Р) $1005 - 965 = 40 \text{ см}^{-1}$, в почти не содержащем фосфора ванадините (0.05 а.ф. Р) $1000 - 956 = 44 \text{ см}^{-1}$ (см. табл. 1), т.е. относительное смещение крайних компонент триплета достигает 15 см^{-1} . Наиболее вероятное объяснение этого смещения такое же, как и для компонент полосы колебаний V—O: повышение симметрии тетраэдра (PO_4) при замещении фосфором ванадия. Следует отметить, что полоса колебаний Р—О в спектре высокофосфорного ванадинита асимметрична: ее более высокочастотная половина заметно шире более низкочастотной, что также может быть объяснено статистическим распределением P^{5+} , замещающего V^{5+} в тетраэдрах, и сложением полос колебаний Р—О тетраэдрах (PO_4) как имеющих, так и не имеющих в ближайшем окружении атомы V.

Аналогичное охарактеризованному выше сближение компонент дублета V—O и триплета Р—O при изоморфном замещении ванадия фосфором неоднократно описывалось для синтетических соединений системы $(\text{Ca}, \text{Sr})_5[(\text{PO}_4)_x(\text{VO}_4)_{3-x}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})]$, изоструктурных апатиту (и ванадиниту) (Galera-Gomez *et al.*, 1982; Higes-Rolando *et al.*, 1982; Voechat *et al.*, 2000; Karbivskyy *et al.*, 2010, 2023). Авторы процитированных работ объясняют смещение компонент полос повышением локальной симметрии тетраэдров (PO_4) и (VO_4) с C_s или C_{2v} до C_{3v} в промежуточных фосфор-ванадиевых членах системы, что подтверждает высказанное нами предположение о природе этого явления в фосфорсодержащем ванадините. Прояснить более детально, как именно влияет замещение ванадия фосфором на длины связей V—O и Р—O в тетраэдрах в структуре ванадинита, могут помочь исследования с использованием рентгеноструктурного анализа.

В отличие от Р-содержащего миметизита, в изученных нами образцах Р-содержащего ванадинита не происходит расщепления дублета деформационных колебаний О—Р—O в тетраэдрах (PO_4) в триплет (см.: Adler, 1964, 1968; Levitt, Condrate, 1970; Bajda *et al.*, 2011; Kwaśniak-Komenek *et al.*, 2015; наши данные).

Отсутствие карбонат-иона

Ни в одном из полученных нами ИК-спектров ванадинита, в отличие от многих других членов надгруппы апатита, не наблюдалось полос, отвечающих колебаниям карбонатных групп. Надо сказать, что проблема содержания карбонатного аниона в ванадините или его синтетических аналогах в литературе не обсуждалась — вероятно, как раз потому, что у наших предшественников, как и у нас, не было предмета для обсуждения. Присутствие групп $(\text{CO}_3)^{2-}$ для минералов надгруппы апатита с видообразующим свинцом, в отличие от кальциевых, в целом нехарактерно: обогащенные Pb карбонатсодержащие минералы надгруппы апатита достоверно описаны лишь в очень небольшом числе работ (Livingstone, 1994; Botto et al., 1997; Ondrejka et al., 2020; Briscoe et al., 2021; Green, Tindle, 2022), а для ванадинита карбонатсодержащие разности не описывались вовсе. Надо заметить, что в подавляющем большинстве случаев присутствие CO_2 в химических анализах Pb-членов этой надгруппы связано с механической примесью кальцита, церуссита или иного карбоната.

Изоморфизм в позиции дополнительного аниона X

Полосы колебаний гидроксильных групп $(\text{OH})^-$ или молекул H_2O также не наблюдались ни в одном из полученных нами ИК-спектров. В справочнике (Chukanov, 2014) приводится ИК-спектр OH-содержащего ванадинита из рудника Домино (Domino mine) в горах Патагония, Аризона, США. Малоинтенсивные полосы при 3410 см^{-1} и 3450 см^{-1} в спектре минерала интерпретированы Н.В. Чукановым как отвечающие колебаниям гидроксильных групп, содержание которых в ванадините оценено по дефициту Cl в электронно-зондовом анализе (отметим, что этот анализ характеризуется плохой стехиометрией) как достигающее 0.24 а.ф. для суммы $(\text{OH} + \text{O} + \text{F} + \text{H}_2\text{O})$. По нашему мнению, этот ванадинит нуждается в более детальном исследовании: не исключено, что образец был фазово неоднородным. Прочие указания на находки потенциально OH-содержащего ванадинита в литературе (например, Силаев и др., 2002, 2019; Liu, 2021) тоже неоднозначны: они базируются в основном на электронно-зондовых анализах, показывающих дефицит хлора (нередко эти анализы низкого качества, дающие при расчете формулы с плохой стехиометрией), и не подтверждаются данными спектроскопических исследований, что не позволяет считать эти данные убедительными.

В нескольких старых химических анализах, выполненных методами мокрой химии, содержание H_2O в ванадините отлично от нуля (разброс содержаний от 0.5 до 1.4 мас. % H_2O : Brackebusch et al., 1883; Collie, 1889; Guillemin et al., 1955). Однако во всех этих анализах хлор присутствует в таком количестве, что при расчете эмпирической формулы оказывается, что Cl^- полностью заселяет позицию дополнительного аниона X, и это не позволяет предположить вхождение OH-групп в структуру минерала. По нашему мнению, присутствие воды в этих анализах скорее всего связано с примесью в пробе гидроксил- или водосодержащих минералов (чаще всего ванадатов ряда моттрамит–деклаузит).

Как отмечалось ранее (Карпов и др., 2024), во всех изученных нами образцах содержание F в ванадините ниже порога обнаружения при электронно-зондовом анализе. При пересчете анализов в полученных эмпирических формулах Cl целиком занимает позицию дополнительного аниона (X), что также не дает оснований предположить вхождение туда анионов $(\text{OH})^-$ или O^{2-} . В литературе нам удалось найти только один анализ ванадинита, содержащий фтор (0.5 мас. % F) (Longchambon, Longchambon, 1932). В этой работе изучался ванадинит из местечка д'Эриваль (d'Érival, Вогезы, Франция), однако анализирувавшаяся проба была сильно загрязненной. После пересчета с удалением SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и CaF_2 этот анализ хорошо рассчитывается на формулу $\text{Pb}_5[(\text{V,As,P})\text{O}_4]_3\text{Cl}$ со стехиометрией, близкой

к идеальной, что позволяет заключить, что присутствие фтора скорее всего связано с примесью в пробе флюорита.

Отметим единственный опубликованный в литературе анализ ванадинита из рудника Бена де Падру (Bena de Padru) на острове Сардиния в Италии, содержащего всего 0.95 мас. % Cl (Lovisato, 1904), что при пересчете на эмпирическую формулу эквивалентно 0.4 а.ф. Cl. Если химический анализ выполнен корректно, то можно было бы предположить, что оставшаяся часть позиции X заселена (ОН)-группой или F^- , однако содержание этих компонентов в минерале не определялось, из-за чего трудно судить о реальной причине дефицита Cl в этом анализе.

Таким образом, фтор- или гидроксилсодержащие аналоги ванадинита пока достоверно в природе не известны, в отличие от синтетических систем: соединения типа $Pb_5(VO_4)_3X$ (где $X = F, Cl, Br, I, OH, O$) синтезировались неоднократно в различных условиях. Отметим, что F- или (ОН)-доминантные минералы надгруппы апатита с видообразующим свинцом [фторфосфогедифан (Kampf, Housley, 2011), гидроксилгедифан (Biagioni et al., 2019), гидроксилпироморфит (Botto et al., 1997; Olds et al., 2021) и фторпироморфит (Kasatkin et al., 2023)] вообще очень редки в природе, в отличие от их Cl-аналогов.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ВЫВОДЫ

На обширном, статистически представительном материале нами получены и сопоставлены инфракрасные спектры как «чистых», практически отвечающих по составу конечным членам ванадинита, пироморфита и миметизита, так и P- и As-содержащих разновидностей ванадинита. Наиболее интенсивные полосы в ИК-спектрах минералов, близких по составу к конечным членам (cm^{-1}): 740, 805, 835 (плечо) для ванадинита; 420, 787, 805, 816 для миметизита; 542, 572, 926, 968, 1000, 1028 для пироморфита (волновые числа определены с точностью $\pm 2 cm^{-1}$).

ИК-спектроскопия является весьма информативным методом для полуколичественного определения содержаний фосфора и мышьяка в ванадините: в частности, при низких содержаниях P в минерале по чувствительности этот метод сопоставим с электронно-зондовым анализом (ЭДС) и заметно превосходит возможности рутинного рентгенографического анализа. По положению полос валентных и деформационных колебаний P—O в тетраэдрах (PO_4) в ИК-спектре можно надежно и экспрессно отличить фосфорсодержащий ванадинит (в котором P^{5+} изоморфно замещает V^{5+}) от механической смеси (сростков) ванадинита с пироморфитом, не прибегая к их изучению под электронным микроскопом или к методам рентгенографии.

Поскольку полосы валентных колебаний V—O и As—O в тетраэдрах почти полностью перекрываются, то о присутствии примесного As в ванадините можно судить, по сути, только по полосе деформационных колебаний O—As—O при $\sim 420 cm^{-1}$. При высокой концентрации мышьяка в ванадините также меняется относительная интенсивность пиков в дублете валентных колебаний V—O в тетраэдрах (VO_4): полоса при $805 cm^{-1}$ становится заметно интенсивнее полосы при $740 cm^{-1}$ (в результате наложения полос валентных колебаний As—O на полосы V—O). В спектрах богатого мышьяком ванадинита дополнительно появляется плечо при $787 cm^{-1}$, отвечающее частоте ν_31 в триплете валентных колебаний As—O.

С увеличением степени замещения ванадия фосфором постепенно сближаются компоненты ν_31 и ν_32 дублета валентных колебаний V—O и компоненты ν_31 , ν_32 и ν_33 триплет валентных колебаний P—O. Предположительно, это связано с выравниванием длин связей V—O и P—O в тетраэдре $[(V,P)O_4]$ и повышением его симметрии. Однако надо заметить, что вопрос влияния изоморфных замещений между

T-компонентами на относительную длину разных связей *T*—O и симметрию соответствующих тетраэдров требует дальнейшего изучения.

Ни в одном из полученных спектров ванадинита не наблюдалось полос колебаний, относящихся к группам (OH)⁻, (CO₃)²⁻, H₂O или иным группировкам с частотами колебаний выше 1100 см⁻¹. Вероятно, для определения низких (следовых) концентраций (OH)⁻ и H₂O в ванадините, необходимо использовать ИК-микроскопию и изучать тонкие пластинки из его кристаллов на просвет, как это делается для номинально безводных минералов.

Благодарности. Авторы благодарят С.В. Кривовичева и Н.В. Чуканова за ценные замечания и обсуждение материала статьи. Работа выполнена по госбюджетной теме «Минералогическое изучение месторождений Арктической зоны России с целью их комплексного освоения» (№ госрегистрации 121061600049-4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Болдырев А.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Наука, 1976. 199 с.

Буланов Е.Н. Синтез, строение, физико-химическое исследование и применение некоторых соединений со структурой апатита. Дисс. ... к.х.н. Нижний Новгород: ННГУ им. Н.И. Лобачевского, 2012. 162 с.

Карпов А.О., Агаханов А.А., Пеков И.В. Изоморфизм в ванадините. 1. Вариации химического состава и твердые растворы // ЗРМО. 2024. Т. 153. № 5. С. 127–155.

Князев А.В., Буланов Е.Н., Лапшин А.Н. Синтез, спектроскопическое исследование и фактор-групповой анализ хлорид трисванадатов двухвалентных катионов M₅^{II}(VO₄)₃Cl (M^{II} = Ca, Sr, Ba, Cd, Pb) // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. 2012. № 3. С. 87–91.

Кросс А. Введение в практическую инфракрасную спектроскопию. М.: Издательство иностранной литературы, 1961. 111 с.

Накамото К. ИК-спектры и спектры КР неорганических и координационных соединений. М.: Мир, 1991. 536 с.

Пеков И.В., Чуканов Н.В., Елецкая О.В., Хомяков А.П., Меньшиков Ю.П. Беловит-(Се): новые данные, уточненная формула и соотношения с другими минералами группы апатита // ЗВМО. 1995. Т. 124. № 2. С. 98–110.

Платонов А.Н., Тарашан А.Н., Поваренных А.С., Захарова Г.М. Оптическая спектроскопия ванадия в природных минералах. I. Спектры оптического поглощения природных ортованадатов // Конституция и свойства минералов. 1971. Т. 5. С. 92–100.

Плюснина И.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Издательство Московского университета, 1976. 175 с.

Поваренных А.С., Геворкьян С.В. Особенности инфракрасных спектров ванадатов // Минералогический сборник Львовского университета. 1970. Т. 24. № 3. С. 254–260.

Прикладная инфракрасная спектроскопия. Под ред. Д. Кендалла. М.: Мир, 1970. 376 с.

Силаев В.И., Проскурин В.Ф., Голубева И.И., Ремизов Д.Н., Филиппов В.Н., Лютоев В.П., Симакова Ю.С. Пенолиты – новый тип эндогенных горных пород (о. Бельковский, Россия) // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2. С. 125–147.

Силаев В.И., Чайковский И.И., Ракин В.И., Филиппов В.Н. Ванадинит в зоне окисления Сарановского хромитового месторождения. К проблеме минерально-геохимических превращений при гипергенезе // Уральский геологический журнал. 2002. Т. 5. № 29. С. 129–141.

Смит А. Прикладная ИК-спектроскопия. М.: Мир, 1982. 328 с.

Черноруков Н.Г., Князев А.В., Буланов Е.Н., Дашкина З.С. Физико-химическое исследование ванадинита // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. 2008. № 3. С. 65–68.

Черноруков Н.Г., Князев А.В., Буланов Е.Н. Изучение изоморфизма и фазовой диаграммы системы Pb₅(PO₄)₃Cl–Pb₅(VO₄)₃Cl // Журнал неорганической химии. 2010. Т. 55. № 9. С. 1549–1556.

Isomorphism in Vanadinite. 2. IR Spectroscopic Investigation

A. O. Karpov^{1,2,*}, A.A. Agakhanov², M. F. Viganina¹, I. V. Pekov¹

¹Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

²Fersman Mineralogical Museum RAS, Moscow, Russia

* e-mail: karpovao@my.msu.ru

A collection of 120 vanadinite, pyromorphite and mimetite specimens was studied using IR spectroscopy. The features of IR spectra of phosphorus- and arsenic-bearing varieties of vanadinite are characterized in detail. It is shown that (1) the sensitivity of IR spectroscopy to the incorporation of small amounts of P in vanadinite (≥ 0.1 wt. % P_2O_5) is comparable to the sensitivity of electron microprobe analysis, and (2) phosphorus-bearing vanadinite can be reliably distinguished from intergrowths (mechanical mixture) of vanadinite and pyromorphite by P–O vibration bands position in the IR spectrum. The cause of shift of the V–O and P–O bands, including the convergence of individual components in them, in IR spectra of phosphorus-bearing vanadinite is discussed. None of the studied vanadinite specimens contain $(OH)^-$, $(CO_3)^{2-}$, or H_2O groups.

Keywords: vanadinite, pyromorphite, mimetite, apatite group, vanadate, infrared spectroscopy, isomorphism

REFERENCES

- Adler H.H. Infrared spectra of phosphate minerals: splitting and frequency shifts associated with substitution of PO_4^{3-} for AsO_4^{3-} in mimetite ($Pb_3(AsO_4)_3Cl$). *Amer. Miner.* **1968**. Vol. 53. N 9–10. P. 1740–1744.
- Adler H.H. Infrared spectra of phosphate minerals: symmetry and substitutional effects in the pyromorphite series. *Amer. Miner.* **1964**. Vol. 49. N 7–8. P. 1002–1015.
- Applied infrared spectroscopy. Edited by D.N. Kendall. New York Reinhold publishing corporation. London: Chapman and Hall, **1966**. 560 p.
- Bajda T., Mozgawa W., Manecki M., Flis J. Vibrational spectroscopic study of mimetite–pyromorphite solid solutions. *Polyhedron*. **2011**. Vol. 30. N 15. P. 2479–2485.
- Bartholomäi G., Klee W.E. The vibrational spectra of pyromorphite, vanadinite and mimetite. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular Spectroscopy*. **1978**. Vol. 34. N 7–8. P. 831–843.
- Bhatnagar V.M. The mineral lead apatites. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*. **1968**. Vol. 91. N 5. P. 479–486.
- Biagioni C., Hålenius U., Pasero M., Karlsson A., Bosi F. Hydroxylhedyphane, $Ca_2Pb_3(AsO_4)_3(OH)$, a new member of the apatite supergroup from Långban, Sweden. *Eur. J. Miner.* **2019**. Vol. 31. P. 1015–1024.
- Boechat C.B., Eon J.-G., Rossi A.M., de Castro Perezd C.A., da Silva San Gile R.A. Structure of vanadate in calcium phosphate and vanadate apatite solid solutions. *Phys. Chem. Chem. Phys.* **2000**. Vol. 2. P. 4225–4230.
- Boldyrev A.I. Infrared spectra of minerals. Moscow: Nauka, **1976**. 199 p. (in Russian).
- Botto I.L., Barone V.L., Castiglioni J.L., Schalamuk I.B. Characterization of a natural substituted pyromorphite. *J. Mat. Sci.* **1997**. Vol. 32. P. 6549–6553.
- Brackebusch L., Rammelsberg C., Doering A., Websky M. Sobre los vanadatos naturales de las provincias de Cordoba y de San Luis. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba (República Argentina)*. **1883**. Vol. 5. P. 441–524 (in Spanish).
- Briscoe P.J., Chapman J., Green D.I., McCallum D., Tindle A.G. The mineralogy of Whitwell quarry, Derbyshire. *J. Russell Soc.* **2021**. Vol. 24. P. 60–120.
- Bulanov E.N. Synthesis, structure, physico-chemical study and application of some compounds with the apatite structure. *PhD thesis* (chemistry). Nizhniy Novgorod: Lobachevsky Nizhniy Novgorod University, **2012**. 162 p. (in Russian).
- Chernorukov N.G., Knyazev A.V., Bulanov E.N. Study on isomorphism and phase diagram in system $Pb_3(PO_4)_3Cl$ – $Pb_3(VO_4)_3Cl$. *Russian J. Inorganic Chem.* **2010**. Vol. 55. N 9. P. 1549–1556 (in Russian).

- Chernorukov N.G., Knyazev A.V., Bulanov E.N., Dashkina Z.S.* Physico-chemical study of vanadinite. *Vestnik Nizhegorodskogo universiteta im. N.I. Lobachevskogo*. **2008**. N 3. P. 65–68 (in Russian).
- Chukanov N.V.* Infrared Spectra of Mineral Species. Extended Library. Volume 1. Dordrecht: Springer Verlag, **2014**. 1726 p.
- Collie N.* On some Leadhills minerals. *Journal of the Chemical Society, Transactions*. **1889**. Vol. 55. P. 91–96.
- Cross A.D.* An introduction to practical infra-red spectroscopy. London: Butterworths scientific publications, **1960**. 80 p.
- Dai Y., Hughes J.M.* Crystal-structure refinements of vanadinite and pyromorphite. *Canad. Miner.* **1989**. Vol. 27. N 2. P. 189–192.
- Eißner W.* Die Änderung der Winkel des Apatits, Vanadinites, Pyromorphits und Mimetesits, sowie der optischen Verhältnisse des Apatits im Temperaturbereich von -160° bis $+650^{\circ}$ und der Dimorphismus der Apatitgruppe. *Inaugural Diss.* Leipzig: Universität Leipzig, **1913**. 54 p. (in German).
- Green D.I., Tindle A.G.* Lead-bearing apatite-super group minerals from Leadhills-Wanlockhead, Southern Scotland. *J. Russell Soc.* **2022**. Vol. 25. P. 80–88.
- Galera-Gómez P.A., Sanz-Pinilla S., Otero-Aenlle E., González-Díaz P.F.* Infrared spectra of arsenate and vanadate strontium apatites. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular Spectroscopy*. **1982**. Vol. 38. N 2. P. 253–259.
- Guillemin C., Prouvost J., Wintemberger M.* Sur les variétés fibreuses de miméte (prixite) et de vanadinite. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie*. **1955**. Vol. 78. N 4–6. P. 301–306.
- Higes-Rolando F.J., Andres-Verges M., González-Díaz P.F.* Infrared spectra of heterocationic and heteroanionic apatites. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular Spectroscopy*. **1982**. Vol. 38 N 2. P. 197–203.
- Janicka U., Bajda T., Topolska J., Manecki M.* Spectroscopic study of mimetite—vanadinite solid solution series – preliminary results. *Geophys. Res. Abs.* **2014**. Vol. 16. Paper EGU2014-5193-2.
- Kampf A.R., Housley R.M.* Fluorophosphohedyphane, $\text{Ca}_2\text{Pb}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$, the first apatite supergroup mineral with essential Pb and F. *Amer. Miner.* **2011**. Vol. 96. N 2–3. P. 423–429.
- Karbiivskyy V.L., Shpak A.P., Kurgan N.A., Vishnyak V.V., Dimitriev O.P., Kasiyanenko V.H.* Investigation of vibration anharmonicity in the crystal lattice of the mixed composition apatites. *Functional materials*. **2011**. Vol.18. N 2. P. 195–199.
- Karbiivskyy V., Kurgan N., Huntush M., Romansky A., Karbiivska L., Zaika V.* Spectral and quantum mechanical investigation of calcium apatites isomorphically substituted in the anionic sublattice. *Journal of Electron Spectroscopy and Related Phenomena*. **2023**. Vol. 264. Paper 147316.
- Karpov A.O., Agakhanov A.A., Pekov I.V.* Isomorphism in vanadinite. 1. Chemical variation and solid solutions. *Zapiski RMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **2024**. Vol. 153. P. 127–155 (in Russian).
- Kasatkina A.V., Pekov I.V., Škoda R., Chukanov N.V., Nestola F., Agakhanov A.A., Kuznetsov A.M., Koshlyakova N.N., Plášil J., Britvin S.N.* Fluoropyromorphite, $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$, a new apatite-group mineral from Sukhovyaz Mountain, Southern Urals, and Tolbachik volcano, Kamchatka. *J. Geosci.* **2023**. Vol. 68. P. 81–93.
- Knyazev A.V., Bulanov E.N., Lapshin A.N.* Synthesis, spectroscopic study and factor group analysis of divalent cation chloride-trisvanadates $\text{M}_5^{\text{II}}(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$ ($\text{M}^{\text{II}} = \text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}, \text{Cd}, \text{Pb}$). *Vestnik Nizhegorodskogo universiteta im. N.I. Lobachevskogo*. **2012**. N 3. P. 87–91 (in Russian).
- Kwaśniak-Kominek M., Matusik J., Bajda T., Manecki M., Rakovan J., Marchlewski T., Szala B.* Fourier transform infrared spectroscopic study of hydroxylpyromorphite $\text{Pb}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ – hydroxylmimetite $\text{Pb}_{10}(\text{AsO}_4)_6(\text{OH})_2$ solid solution series. *Polyhedron*. **2015**. Vol. 99. P. 103–111.
- Levitt S.R., Condrate R.A.* The vibrational spectra of lead apatites. *Amer. Miner.* **1970**. Vol. 55. N 9–10. P. 1562–1575.
- Liu Y., Dai L., Lai X., Zhu F., Zhang D., Hu Y., Tkachev S., Chen B.* Phase transitions in natural vanadinite at high pressures. *Minerals*. **2021**. Vol. 11. N 11. Paper 1217.
- Livingstone A.* An apatite high in lead from Wanlockhead, Strathclyde Region, Scotland. *Miner. Mag.* **1994**. Vol. 58. N 390. P. 159–163.
- Masaoka M., Kyono A.* Single crystal growth of lead vanado-chlorapatite $\text{Pb}_5(\text{VO}_4)_3\text{Cl}$ using CsCl flux method. *Mat. Lett.* **2006**. Vol. 60. P. 3922–3926.
- Nakamoto A., Urasima Y., Sugiura S., Nakano H., Yachi T.* Pyromorphite—mimetite minerals from the Otaru-Matsukura barite mine in Hokkaido, Japan. *Miner. J.* **1969**. Vol. 6. N 1–2. P. 85–101.

Nakamoto K. Infrared and Raman spectra of inorganic and coordination compounds. 4th edition. A Wiley-interscience publication. New York: John Wiley and sons publishing, **1986**. 484 p.

Olds T.A., Kampf A.R., Rakovan J.F., Burns P.C., Mills O.P., Laughlin-Yurs C. Hydroxylpyromorphite, a mineral important to lead remediation: Modern description and characterization. *Amer. Miner.*: **2021**. Vol. 106. N 6. P. 922–929.

Ondrejka M., Bačík P., Putiš M., Uher P., Mikuš T., Luptáková J., Ferenc Š., Smirnov A. Carbonate-bearing phosphohedyphane – “Hydroxylphosphohedyphane” and cerussite: Supergene products of galena alteration in Permian aplite (Western Carpathians, Slovakia). *Canad. Miner.* **2020**. Vol. 58. N 3. P. 347–365.

Pekov I.V., Chukanov N.V., Yeletskaia O.V., Khomyakov A.P., Men'shikov Yu.P. Belovite-(Ce): new data, refined formula and relationship with other apatite-group minerals. *Zapiski VMO (Proc. Russian Miner. Soc.)*. **1995**. Vol. 124. N 2. P. 98–110 (in Russian).

Platonov A.N., Tarashchan A.N., Povarennykh A.S., Zakharova G.M. Optical spectroscopy of vanadium in natural minerals. I. Optical absorption spectra of natural orthovanadates. *Konstitutsiya i svoystva mineralov*. **1971**. Vol. 5. P. 92–100 (in Russian).

Plyusnina I.I. Infrared spectra of minerals. Moscow: Moscow University Publishing, **1976**. 199 p. (in Russian).

Povarennykh A.S., Gevork'yan S.V. The peculiarities of the infrared spectra of vanadates. *Miner. Misc. Lvov Univ.* **1970**. Vol. 24. N 3. P. 254–260 (in Russian).

Shannon R.D., Prewitt C.T. Effective ionic radii on oxides and fluorides. *Acta Cryst. Section B*. **1969**. Vol. 25. P. 925–946.

Silayev V.I., Chaykovskiy I.I., Rakin V.I., Philippov V.N. Vanadinite in supergene zone of Saranovskoe chromite deposit. On the problem of mineral-geochemical transformations during hypergenesis. *Uralian Geol. J.* **2002**. Vol. 5. N 29. P. 129–141 (in Russian).

Silayev V.I., Proskurin V.F., Golubeva I.I., Remizov D.N., Philippov V.N., Lyutovoy V.P., Simakova Yu.S. Penolites – a new type of endogenous rocks (Belkovsky Island, Russia). *Bull. Perm University. Geology*. **2019**. Vol. 18. N 2. P. 125–147 (in Russian).

Smith A.L. Applied infrared spectroscopy. Fundamentals, techniques, and analytical problem-solving. A Wiley-interscience publication. New York: John Wiley and sons, **1979**. 322 p.

Solecka U., Bajda T., Topolska J., Manecki M. Structural and vibrational behaviour of pyromorphite–vanadinite solid solution series. *Geology, geophysics and environment*. **2015**. Vol. 41. N 1. P. 135–136.

Solecka U., Bajda T., Topolska J., Zelek-Pogudz S., Manecki M. Raman and Fourier transform infrared spectroscopic study of pyromorphite–vanadinite solid solutions. *Spectr. Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. **2018**. Vol. 190. P. 96–103.

Song H., Liu J., Cheng H. Structural and spectroscopic study of arsenate and vanadate incorporation into apatite group: Implications for semi-quantitative estimation of As and V contents in apatite. *Spectr. Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. **2018**. Vol. 188. P. 488–494.

Trotter J., Barnes W.H. The structure of vanadinite. *Canad. Miner.* **1958**. Vol. 6. N 2. P. 161–173.

von Rahden H.V.R., Dicks L.W.R. Descloizite, motttramite, and vanadinite from South West Africa: an infrared and X-ray study. *Amer. Miner.* **1967**. Vol. 52. N 7–8. P. 1067–1076.

White T., Ferraris C., Kim J., Madhavi S. Apatite – an adaptive framework structure. *Rev. Miner. Geochem.* **2005**. Vol. 57. P. 307–401.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

ВЛИЯНИЕ ПРИМЕСИ ТЕЛЛУРА НА ТЕМПЕРАТУРУ ПОЛИМОРФНЫХ
ПРЕВРАЩЕНИЙ СИНТЕТИЧЕСКОГО АНАЛОГА МИНЕРАЛА
ИНСИЗВАИТА $Pt(Vi,Te)_2$

© 2024 г. А. А. Межуева^{1,*}, д. чл. О. В. Каримова^{1,**}, Н. С. Упорова²,
А. А. Ширяев³, Л. А. Иванова¹, П. В. Чареева¹, Д. А. Чареев^{4,5,6}

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия

² Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН,
ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620110, Россия

³ Институт физической химии и электрохимии им. А.Н. Фрумкина РАН,
Ленинский проспект, 31, корп. 4, Москва, 119071, Россия

⁴ Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского РАН,
ул. Академика Осипьяна, 4, Черноголовка, 142432, Россия

⁵ Уральский Федеральный Университет, ул. Мира, 19, Екатеринбург, 620002, Россия

⁶ Государственный университет “Дубна”,
ул. Университетская, 19, Дубна, Московская обл., 141982 Россия

* e-mail: ann_mezhueva@mail.ru

** e-mail: oxana.karimova@gmail.com

Поступила в редакцию 06.09.2024

После доработки 15.10.2024

Принята к публикации 17.10.2024

Высокотемпературными *in-situ* методами изучено влияние примеси теллура на высокотемпературные преобразования синтетического соединения $Pt(Vi,Te)_2$, являющегося аналогом минерала инсизвайта. Эмпирическая формула исследуемого соединения $Pt_{1,04}(Vi_{1,74}Te_{0,22})_{1,96}$. По данным дифференциально-термического и термogrавиметрического (ДТА + ТГ) анализа и терморентгенографии для фазы $Pt(Vi,Te)_2$ обнаружено два полиморфных превращения, температуры которых несколько смещены по сравнению со значениями для фазы $PtVi_2$. Фазовый переход из кубической β -модификации в гексагональную γ -модификацию $Pt(Vi,Te)_2$ происходит при температуре 523 °С, на 100 °С выше чем в фазе $PtVi_2$ без примеси теллура. Среднетемпературная фаза γ - $Pt(Vi,Te)_2$ преобразуется в высокотемпературную δ -модификацию при температуре 626 °С, близкой к температуре аналогичного перехода в $PtVi_2$. Примесь теллура, изоморфно входящего в структуру $PtVi_2$, повышает устойчивость кубической β -модификации, соответствующей минералу инсизвайту, и расширяет поле его стабильности под воздействием высоких температур. Поле стабильности в присутствии примеси теллура γ -модификации, наоборот, сокращается.

Ключевые слова: инсизвайт, теллур-содержащий инсизвайт, теллуро-висмутид платины, полиморфные переходы, термический анализ, терморентгенография

DOI:10.31857/S0869605524060071, EDN: NVWEJM

ВВЕДЕНИЕ

Особенностью бинарной системы Pt–Vi является наличие четырех полиморфных модификаций у соединения состава $PtVi_2$ (Okamoto, 1991). Из четырех полиморфных

модификаций данного химического состава – только одна, среднетемпературная кубическая β -фаза, имеет природный аналог. Это минерал инсизваит, открытый в 1972 году в месторождении Инсизва, Транскей, Южная Африка (Cabri, Harris, 1972; Criddle, Stanley, 1993). Инсизваит также описан в месторождениях Садберри, Канада (Cabri, Laflamme, 1976), и Октябрьское, Норильское рудное поле, Россия (Спиридонов и др., 2015).

Полиморфные превращения и термическое поведение синтетического аналога минерала инсизваита $PtBi_2$ в различных условиях были подробно изучены авторами ранее (Межуева и др., 2022а, б). На основании полученных данных была выдвинута гипотеза о возможности использования минерала инсизваита $PtBi_2$ в качестве минерала-индикатора, характеризующего определенные условия минералообразования (температура, окислительно-восстановительные условия).

Характерная черта инсизваита – наличие примесей сурьмы и теллура. По данным ряда авторов (Cabri, Harris, 1972; Cabri, Laflamme, 1976; Criddle, Stanley, 1993; Спиридонов и др., 2015) суммарное содержание этих элементов в составе минерала может достигать 20 мас. %.

В обзорной монографии Кабри примесь теллура описана в 5 из 6 представительных анализов минерала, причем ее содержание варьируется в широком диапазоне: от 0.6 до 16.1 мас. % (Cabri, 2002).

В месторождении Октябрьское, Норильск, Россия (Спиридонов и др., 2015), описан инсизваит с содержанием Te до 19 мас.%. Авторы выделяют три стадии пневматолитового процесса формирования минералов платиновой группы (МПП) в этом месторождении: раннюю, среднюю и позднюю. Инсизваит относится к МПП средней и поздней стадий. При этом для ассоциации МПП средней стадии характерен инсизваит с высоким содержанием сурьмы, отдельно выделяется Sb-содержащий инсизваит. В ассоциации МПП поздней стадии минерал почти не содержит сурьмы, встречается теллур-содержащий (19 мас. % Te) безсвинцовый инсизваит.

Исследование влияния примесных компонентов на характер и температуру полиморфных превращений минералов-индикаторов температурных обстановок является важной частью изучения многокомпонентных и многостадийных процессов генезиса МПП в разных месторождениях. Авторами исследуется влияние примесей сурьмы и теллура на преобразование инсизваита под воздействием высоких температур. В настоящей работе представлены результаты высокотемпературных *in situ* экспериментов преобразования теллур-содержащего синтетического аналога инсизваита.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Синтез порошкообразного $Pt(Bi, Te)_2$ проводился «сухим» методом в вакуумированных ампулах из кварцевого стекла из элементов, взятых в стехиометрическом соотношении с незначительным (~ 5 мг) недостатком платины. Сначала ампулы отжигались несколько суток при температуре 650 °С, затем несколько суток при 450 °С. Далее ампулы вскрывались, вещество перетиралось и делилось на две части. Одна часть отжигалась месяц при 450 °С, вторая – два месяца при 350 °С. Далее ампулы закаливались в холодной воде.

Полученные фазы были изучены с помощью сканирующей электронной микроскопии и рентгенофазового анализа в лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН, а затем термическими методами с помощью ДТА и терморентгенографии.

Шашка с зёрнами β - $Pt(Bi, Te)_2$, запечатанными в эпоксидную смолу, была отполирована и исследована с использованием электронного сканирующего микроскопа JSM-5610LV при ускоряющем напряжении в 25 кВ. Анализ химического состава

соединений был проведен детектором EDS Ultim Max фирмы Oxford Instruments в обратно-рассеянных электронах (BSE) и обработан при помощи программы Aztec Version 5.1 фирмы Oxford Instruments. Для количественного анализа предварительно производилась калибровка на эталоне кобальта. Для энергодисперсионных анализов элементов использовались характеристические линии L -серии всех элементов.

Исследование однородности кристаллов проводилось с помощью построения продольного и поперечного профилей состава, а также карты распределения химических элементов. В каждом профиле накапливалось по 500 точек вдоль заданной линии. Накопление всего профиля проходило в течение минимум 50 минут для получения плавной кривой. Далее строились карты распределения элементов по площади зерна в течение минимум одного часа для получения четкого изображения.

Дифрактограммы исследуемых образцов получены на настольном рентгеновском дифрактометре AXRD фирмы Proto Manufacturing (Канада) при использовании кобальтового излучения ($\lambda = 1.78897 \text{ \AA}$) при напряжении 30 кВ и силе тока 20 мА. Съемка проводилась в непрерывном режиме со скоростью вращения образца порядка 58 оборотов в минуту, в диапазоне углов 2θ от 8 до 90° при пошаговом режиме съемки (шаг 0.02°) с экспозицией в точке, равной 1 с.

Обработка полученных дифрактограмм выполнялась при помощи программы Jade 6.5 (Materials Data Incorporation LTD). Диагностика исследуемых фаз производилась по международной порошковой базе данных PDF-2.

Исследование физико-химических процессов и термических характеристик образцов инсизвайта выполнено с использованием прибора синхронного термического анализа STA 449 F5 Jupiter (NETZSCH) методами дифференциального термического анализа (ДТА) и термогравиметрии (ТГ) в температурном интервале 30–950 °С в режиме нагрева и последующего охлаждения. Измерения выполнены в тиглях из корунда (масса навесок ~50 мг) при скорости сканирования 10 °С/мин. Все исследования проведены в токе (50 мл/мин) аргона, камера предварительно вакуумировалась и промывалась аргоном. Калибровка температуры и чувствительности (определения энтальпии реакций по площади пика) проведена по металлам (In, Sn, Bi, Zn, Al, Ni, Ag, Au) чистотой не ниже 99.99 мас. %. Погрешность в определении температуры составляет ($\pm 1^\circ$), ошибка в определении изменения массы ($\pm 0.05\%$) (свидетельство о поверке № С-С/22-12-2023/306688935). Обработка данных ДТА-ТГ производилась с использованием программного обеспечения NETZSCH Proteus. По кривым ТГ и ДТГ определялись изменения массы образцов при нагревании и охлаждении; кривая ДТА служила для характеристики наблюдаемых термических эффектов физико-химических процессов и термических характеристик образцов.

Серия терморентгенографических экспериментов проводилась на дифрактометре Empyrean Panalytical BV с использованием печи AntonPaar НТК-1200N в Институте физической химии и электрохимии ИФХЭ РАН. Дифрактограммы получены в диапазоне углов 2θ от 20 до 80° при использовании медного излучения. Эксперименты проводились в вакууме, в диапазоне температур от 25 до 680 °С.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Синтез

Эксперименты по синтезу были показали, что β -модификация фазы $\text{Pt}(\text{Bi}, \text{Te})_2$ была получена как при температуре 350 °С, так и при 450 °С. Этот факт, указывал на более высокую температуру полиморфного перехода теллур-содержащей разновидности по сравнению с фазой PtBi_2 . Для определения температуры полиморфного

Таблица 1. Содержания элементов в составе синтетической фазы Pt(Bi,Te)₂ (мас. %)**Table 1.** Contents of elements in the synthetic phase Pt(Bi,Te)₂ (wt %)

№ анализа	Te	Pt	Bi	Сумма
1	4.14	31.59	62.20	97.92
2	4.26	33.75	59.98	98.00
3	4.45	34.45	61.75	100.64
4	4.49	32.96	59.99	97.44
5	4.50	33.78	60.22	98.50
6	4.50	33.66	60.59	98.75
7	4.50	34.15	62.70	101.34
8	4.53	33.55	60.48	98.56
9	4.56	33.19	61.73	99.47
10	4.58	34.03	60.70	99.30
11	4.59	33.05	60.80	98.44
12	4.60	33.53	60.46	98.58
13	4.66	33.59	59.84	98.08
14	4.68	33.07	60.31	98.06
15	4.68	33.43	59.37	97.48
16	4.71	33.97	60.94	99.61
17	4.73	33.86	60.27	98.86
18	4.77	33.88	60.30	98.95
19	4.79	34.42	62.84	102.05
20	4.80	32.64	61.33	98.77
21	4.99	33.94	58.83	97.77
22	5.01	34.05	60.84	99.90
23	5.21	33.51	59.82	98.55
24	5.60	35.70	60.28	101.58
Мин.	4.14	31.59	58.83	—
Макс.	5.60	35.70	62.84	
Среднее	4.68	33.66	60.69	

перехода и пределов устойчивости фазы β -Pt(Bi,Te)₂ были проведены эксперименты методами дифференциально-термического анализа и терморентгенографии. Высокотемпературные исследования выполнялись на образце, отожженном при 450 °С.

Сканирующая электронная микроскопия

Методом сканирующей электронной микроскопии выполнен количественный анализ химического состава синтезированной фазы. В общей сложности накоплено около 35 ЭДС-спектров (накопление в каждом анализе составляло 60 с). По полученным анализам среднее содержание элементов в синтезированной фазе составило: Pt – 33.66 мас. %, Bi – 60.69 мас. %, Te – 4.68 мас. % (табл. 1). Рассчитанная эмпирическая формула имеет вид Pt_{1.04}(Bi_{1.74}Te_{0.22})_{1.96}.

Изучение однородности химического состава зерен синтезированного вещества выполнено с помощью построения продольного и поперечного ЭДС-профилей

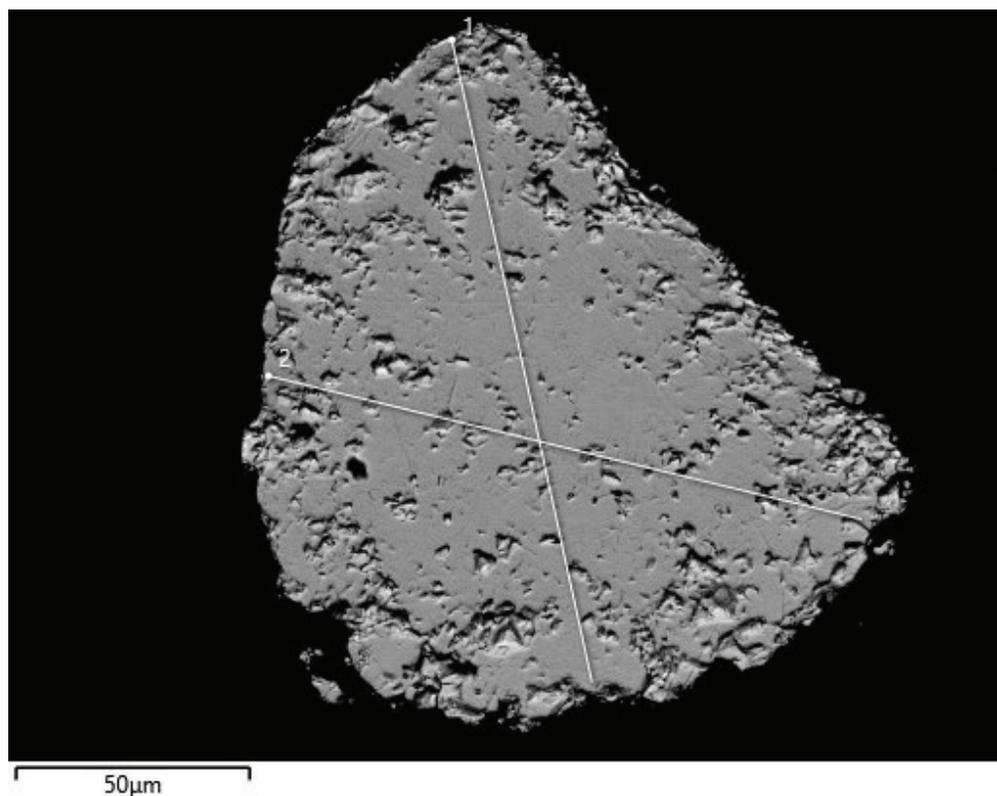


Рис. 1. Изображение зерна синтетической фазы $\text{Pt}(\text{Bi,Te})_2$ с обозначением профилей, вдоль которых измерялись ЭДС-анализы.

Fig. 1. Image of a grain of the synthetic phase $\text{Pt}(\text{Bi,Te})_2$ with the designation of the EDS analyses profiles.

химического состава, а также карт распределения элементов. На рис. 1 представлено одно из проанализированных зерен с расположением продольного и поперечного профилей ЭДС-анализов, в табл. 2 подробно охарактеризован его химический состав. Эмпирическая формула, рассчитанная по среднему содержанию элементов в данном зерне, имеет вид $\text{Pt}_{1,04}(\text{Bi}_{1,74}\text{Te}_{0,23})_{1,97}$. Исследования методом сканирующей электронной микроскопии показали, что зерна имеют однородную структуру и состав.

Рентгенофазовый анализ

Рентгенофазовый анализ показал, что синтезированное вещество является кубической β -модификацией фазы PtBi_2 , а также синтетическим аналогом минерала инсизвайта PtBi_2 . Дифрактограммы синтезированного вещества состава $\text{Pt}(\text{Bi,Te})_2$ соответствуют эталонной дифрактограмме синтетической фазы β -модификаций Pt Bi_2 (PDF № 89-2029), а также дифрактограмме минерала инсизвайта, полученной от голотипного образца (Cabri, Harris, 1972) (рис. 2, табл. 3).

Дифференциальный термический анализ

На кривой ДТА нагрева образца PtBi_2 в твердом состоянии (рис. 3) зафиксированы два эндотермических пика при температурах 421.0°C и 639.6°C соответственно.

Таблица 2. Химический состав зерна синтетической фазы Pt(Bi,Te)₂**Table 2.** Chemical composition of the grain of the synthetic phase Pt(Bi,Te)₂

№ п/п	Профиль 1 (мас. %)				Профиль 2 (мас. %)			
	Pt	Te	Bi	Сумма	Pt	Te	Bi	Сумма
1	34.49	5.32	60.12	99.92	32.43	5.26	62.43	100.12
2	35.03	4.78	60.47	100.28	33.99	4.37	61.14	99.50
3	33.88	4.97	61.40	100.25	35.31	4.79	59.29	99.38
4	34.05	4.75	61.05	99.85	34.42	5.29	60.06	99.77
5	33.70	4.51	61.50	99.72	34.60	5.17	60.21	99.97
6	34.64	5.13	60.26	100.03	33.51	5.37	61.34	100.23
7	32.61	4.29	62.43	99.32	35.06	5.29	59.04	99.39
8	34.47	4.80	59.93	99.20	32.28	4.74	62.60	99.62
9	33.94	4.69	61.35	99.97	33.69	5.33	61.36	100.38
10	34.40	5.10	60.47	99.97	35.83	4.71	59.18	99.72
11	33.83	5.17	60.47	99.47	34.28	4.71	61.85	100.84
12	34.60	4.36	61.22	100.18	34.10	4.82	61.24	100.15
13	33.66	4.57	60.92	99.16	33.98	5.89	60.57	100.44
14	35.09	4.76	60.10	99.96	34.81	4.77	59.67	99.25
15	33.18	4.65	62.03	99.86	34.06	4.14	60.86	99.06
Мин.	32.61	4.29	59.93	—	32.28	4.14	59.04	—
Макс.	35.09	5.32	62.43		35.83	5.89	62.60	
Среднее	34.10	4.79	60.91	99.83	34.15	4.98	60.72	99.85

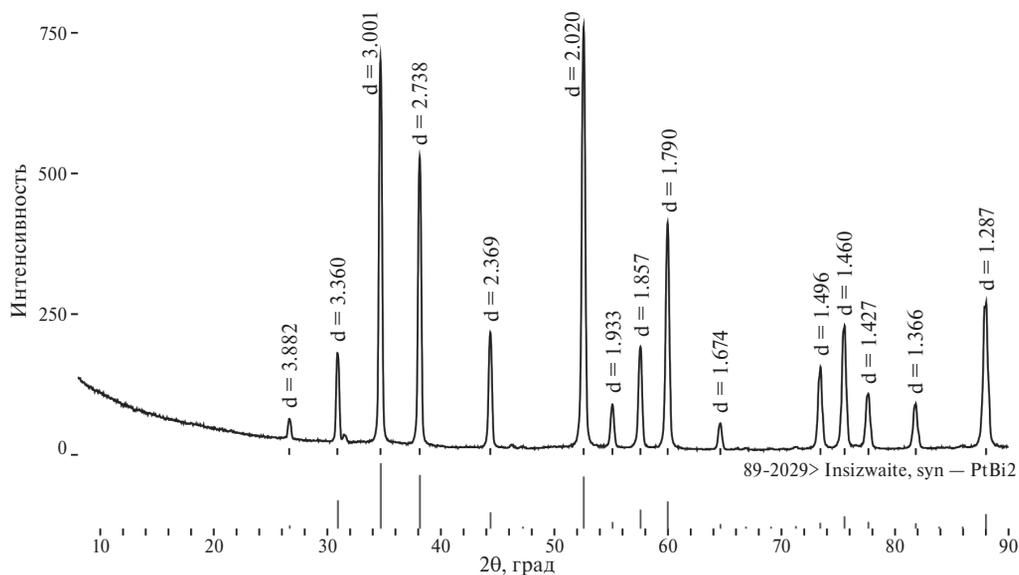
**Рис. 2.** Дифрактограмма образца Pt(Bi,Te)₂.**Fig. 2.** X-ray diffraction pattern of Pt(Bi,Te)₂.

Таблица 3. Дифракционные данные фаз PtBi_2 и $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ Table 3. Diffraction data of PtBi_2 and $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ phases

Дифрактограмма $\beta\text{-PtBi}_2$ (Межуева и др., 2022а)		Дифрактограмма $\beta\text{-Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$		Инсизвайт (Cabri, Harris, 1972)		Синтетический $\beta\text{-PtBi}_2$, PDF № 89-2029		
d (Å)	I (%)	d_{exp} (Å)	I_{exp} (%)	d (Å)	I	d (Å)	I (%)	hkl
3.873	5	3.882	4.8	3.790	0.5	3.875	1.9	111
3.348	21	3.360	21.2	3.310	2	3.354	41.6	200
2.994	82	3.001	91.5	2.960	8	2.999	100	210
2.733	70	2.738	68.6	2.700	8	2.737	81.4	211
2.368	24	2.369	27.5	2.340	5	2.369	22.8	220
2.021	100	2.020	100	1.998	10	2.019	79.1	311
1.935	11	1.933	10.1	1.915	2	1.933	7.5	222
1.858	28	1.857	24	1.836	4	1.857	26.8	023
1.791	64	1.790	53.7	1.774	7	1.789	39.8	321
1.675	10	1.674	6.3	1.655	1	1.674	4.3	400
1.498	22	1.496	19.4	1.484	4	1.496	6.2	024
1.462	39	1.460	28.8	1.443	5	1.460	16.4	421
1.429	20	1.427	12.8	1.414	3	1.427	7.7	332
1.368	19	1.366	10.5	1.354	3	1.366	5.5	422
1.290	44	1.287	34.2	1.277	6	1.288	19.9	511

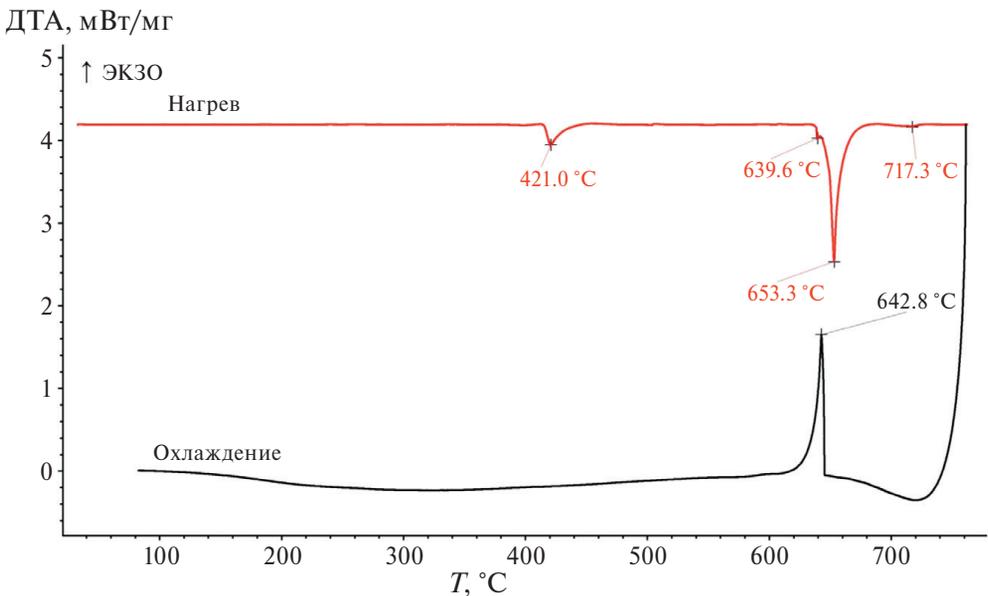
Рис. 3. Температурные зависимости ДТА образца PtBi_2 , полученные в режиме нагрева и последующего охлаждения в атмосфере аргона при скорости сканирования $10^\circ\text{C}/\text{мин}$.Fig. 3. DTA temperature dependences of a PtBi_2 sample obtained in the mode of heating and subsequent cooling in an argon atmosphere at scanning rate of $10^\circ\text{C}/\text{min}$.

Таблица 4. Значения температур полиморфных превращений, температур солидус (T_S) и температур ликвидус (T_L) в соединениях $PtBi_2$ и $Pt(Bi,Te)_2$

Table 4. Values of temperatures of polymorphic transformations, solidus temperatures (T_S) and liquidus temperatures (T_L) in $PtBi_2$ and $Pt(Bi,Te)_2$ phases

Фазовый переход	Температура фазовых переходов $PtBi_2$ по фазовой диаграмме (Okamoto, 1991); $T, ^\circ C$	Температура фазовых переходов $PtBi_2$ по ДТА, полученному в атмосфере аргона; $T, ^\circ C$	Температура фазовых переходов $Pt(Bi,Te)_2$ по ДТА, полученному в атмосфере аргона; $T, ^\circ C$	Энтальпия фазовых переходов $PtBi_2$, Дж/г	Энтальпия фазовых переходов $Pt(Bi,Te)_2$, Дж/г
a → b	270		–		
b → g	420	421.0	523,3	–15.5	–16.2
g → d	640	639.6	626,1	–2	–1.7
ts	660	653,3	начало 698,4		–
tl	~710	717.3			
ТГ	–	0.05%		–	

Эти температуры (табл. 4) коррелируют с температурами полиморфных переходов на фазовой диаграмме Pt–Bi (Okamoto, 1991) для данного состава. Термический эффект при температуре $653.3 ^\circ C$ связан с инконгруэнтным плавлением соединения $PtBi_2$ или с температурой солидуса (T_S), выше которой образец находится в двухфазной области. Плавление заканчивается при температуре $717.3 ^\circ C$ – температуре ликвидуса (T_L), при которой отмечается неглубокий эндотермический пик. Зафиксированное значение изменения массы в температурном интервале $30–750 ^\circ C$ не превышает предела погрешности изменения массы (0.05%) встроенных весов прибора. Наличие отчетливого эндотермического пика ($639.6 ^\circ C$) перед плавлением у исследуемого соединения $PtBi_2$ свидетельствует об образовании фазы δ - $PtBi_2$, которая существует в узком интервале температур до начала плавления образца. Что касается ДТА-кривой охлаждения, то на ней четко регистрируется только одна реакция, проявляющаяся в виде экзотермического пика при температуре $642.8 ^\circ C$, связанного с кристаллизацией вещества с некоторым переохлаждением. По ДТА-кривым нагрева и последующего охлаждения можно сделать вывод о том, что реакции, связанные с полиморфными превращениями соединения $PtBi_2$ являются необратимыми и, скорее всего, из расплава кристаллизуется фаза δ - $PtBi_2$, которая впоследствии «живет» до комнатной температуры, не претерпевая изменения кристаллической структуры, что было показано в работе (Межуева и др., 2022) по результатам терморентгенографических исследований. Определение энтальпий реакций по площади пиков, показывает, что необходимая энергия для полиморфного превращения $b \rightarrow g$ равна -15.5 Дж/г, а для превращения $g \rightarrow d$: -2.0 Дж/г (табл. 4).

По данным исследований температурной зависимости ДТА образца $Pt(Bi,Te)_2$ (рис. 4) зафиксированы несколько эндотермических реакций на кривой нагрева. Зарегистрированные эндотермические пики в твердом состоянии при температурах $523.3 ^\circ C$ и $626.1 ^\circ C$, скорее всего, связаны с полиморфными превращениями $b \rightarrow g$ и $g \rightarrow d$, подобно соединению $PtBi_2$ (рис. 3). Температуры фазовых превращений смещены по сравнению с температурами преобразований в инсизваите $PtBi_2$. Это может быть связано с присутствием теллура в образце, который изоморфно входит в кристаллическую решетку, замещая Bi в кристаллической структуре $PtBi_2$.

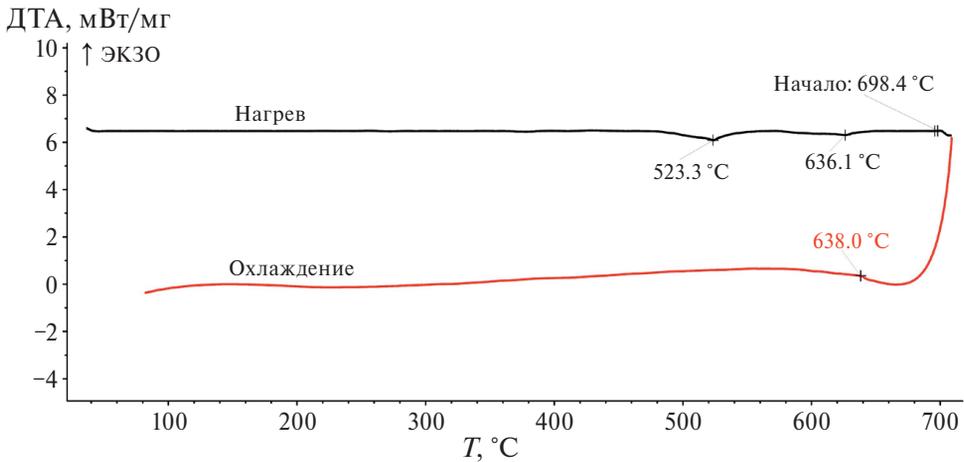


Рис. 4. Температурные зависимости ДТА образца $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$, полученные в режиме нагрева и последующего охлаждения в атмосфере аргона при скорости сканирования $10^\circ\text{C}/\text{мин}$.

Fig. 4. DTA temperature dependences of a $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ sample obtained in the mode of heating and subsequent cooling in an argon atmosphere at a scanning rate of $10^\circ\text{C}/\text{min}$.

При увеличении температуры на кривой ДТА зафиксирован пик при температуре 698.4°C , вероятно, связанный с началом инконгруэнтного плавления, а точнее, с температурой солидуса (T_S) образца. При охлаждении зафиксирована экзотермическая реакция при температуре 638.0°C . Вероятнее всего, эта реакция связана с кристаллизацией из двухфазной области с некоторым переохлаждением. При дальнейшем охлаждении на ДТА-кривой не зафиксировано реакций. Образовавшаяся при кристаллизации фаза (вероятно, d-полиморф) в этом состоянии охлаждается до комнатной температуры. Энтальпии, вычисленные по площади пика, для фазовых превращений $b \rightarrow g$ и $g \rightarrow d$ для $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ равны -16.2 Дж/г и -1.7 Дж/г соответственно (табл. 4).

Терморентгенография

Серия терморентгенографических экспериментов чистого $\beta\text{-PtBi}_2$ в инертных условиях (в вакууме) описана ранее (Межуева и др., 2022а). В данной работе более подробно остановимся на описании терморентгенографического исследования $\beta\text{-Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$. Полученные данные показали наличие кубической β -фазы в температурном интервале от 30 до 460°C . Начиная с температуры 480°C в системе появляется высокотемпературная γ -модификация. Две фазы сосуществуют вплоть до температуры 540°C , при которой на рентгенограмме главные пики среднетемпературной β -фазы регистрируются последний раз. Тригональная γ -модификация устанавливается в диапазоне температур $560\text{--}580^\circ\text{C}$. При 600°C впервые появляются пики высокотемпературной d-фазы и уменьшается интенсивность пиков γ -модификации. При дальнейшем нагреве в диапазоне температур $620\text{--}660^\circ\text{C}$ устанавливается наличие только δ -модификации, однако при 680°C начинается разложение исследуемой фазы, о чем свидетельствует появление пиков металлической платины (рис. 5).

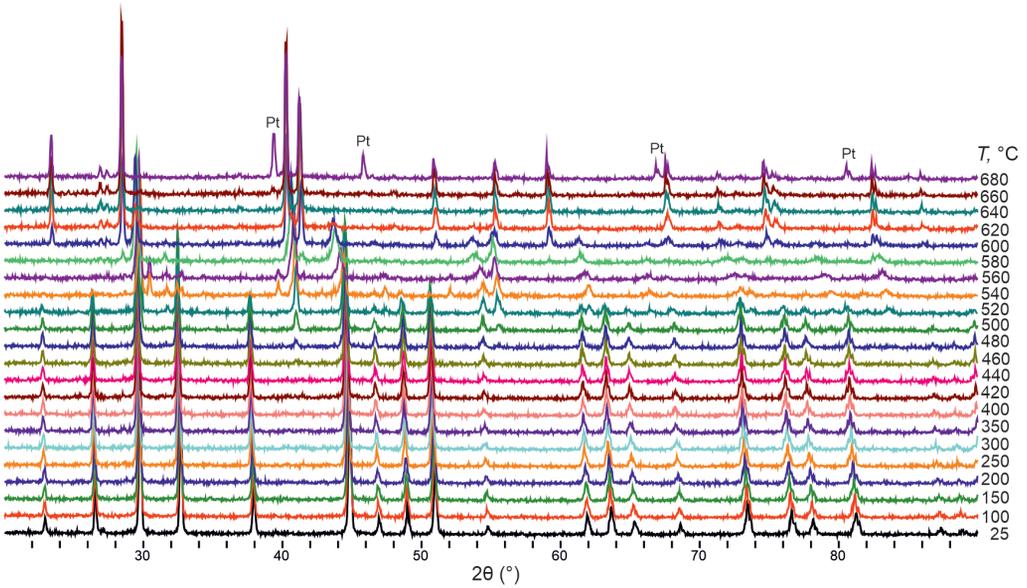


Рис. 5. Терморентгенография $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ в диапазоне температур от 25 °С до 680 °С.

Fig. 5. High-temperature X-ray diffraction patterns of $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ obtained in the temperature range from 25 °C to 680 °C in vacuum.

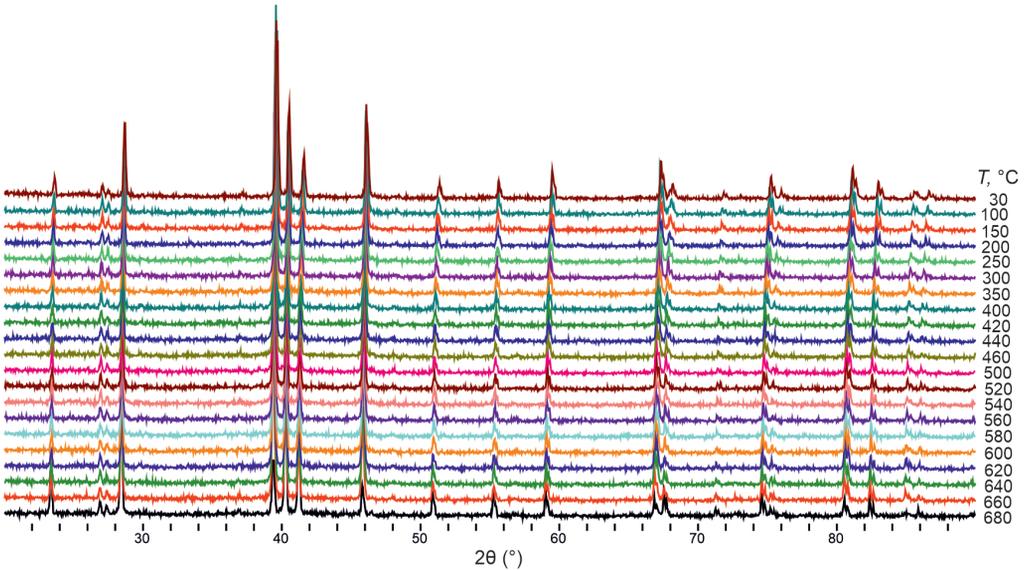


Рис. 6. Терморентгенография $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ в диапазоне температур от 680 °С до 30 °С.

Fig. 6. High-temperature X-ray diffraction patterns of $\text{Pt}(\text{Bi},\text{Te})_2$ obtained in the temperature range from 680 °C to 30 °C in vacuum.

При охлаждении в диапазоне температур от 680 до 30 °С не устанавливается изменений дифракционной картины (рис. 6), что говорит о необратимости всех произошедших преобразований в условиях проведенного эксперимента. Однако стоит отметить, что увеличение интенсивности пиков платины одновременно с уменьшением интенсивности пиков исследуемой фазы говорит о продолжающемся разложении вещества при охлаждении.

Таблица 5. Изменение параметра a элементарной ячейки при нагревании**Table 5.** Change in the parameter a of the elementary cell upon heating

Температура, °С	Параметр a , Å	
	PtBi ₂ (Межуева и др., 2022a)	Pt(Bi,Te) ₂ (Данная работа)
20	6.69749(7)	–
25	–	6.6980(1)
100	6.70566(6)	6.7071(1)
150	6.71073(6)	6.7103(1)
200	6.71386(6)	6.7181(1)
250	6.71843(6)	6.7260(1)
300	6.72178(6)	6.7294(1)
350	6.72550(5)	6.7337(1)
380	6.72814(5)	–
400	6.73015(5)	6.7365(1)
420	6.73113(6)	6.7386(1)
440	–	6.7398(1)
450	6.7333(1)	–
460	–	6.7426(1)
480		6.7425(1)
500		6.7462(2)
520		6.7498(4)

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные высокотемпературных *in situ* экспериментов (ДТА и терморентгенографии) хорошо согласуются между собой. Полиморфные переходы, описанные в литературе (Журавлев, Степанов, 1962; Okamoto, 1991; Межуева и др., 2022a) для среднетемпературной кубической фазы β -PtBi₂ сохраняются и в присутствии изоморфной примеси теллура, входящей в кристаллическую структуру β -Pt(Bi,Te)₂.

Согласно результатам термического анализа, для соединения Pt(Bi,Te)₂ обнаружено два полиморфных превращения, температурные значения которых несколько смещены, но, тем не менее, коррелируют со значениями для соединения PtBi₂. В исходном состоянии фаза с теллуром [β -модификация Pt(Bi,Te)₂] существует до температуры 523.3 °С, затем наблюдается переход к другому типу решетки: $b \rightarrow g$, аналогично PtBi₂. В следующей модификации образец Pt(Bi,Te)₂ существует от 523.3 °С до 626.1 °С. При температуре 626.1 °С наблюдается еще одно полиморфное превращение ($g \rightarrow d$), в этой модификации образец может существовать до начала плавления 698.4 °С. При охлаждении же наблюдается только одно превращение, вероятно связанное с кристаллизацией, следовательно, соединение Pt(Bi,Te)₂ «доживает» в высокотемпературной d -фазе до комнатной температуры, не претерпевая модификационных изменений. Хочется отметить равенство энтальпий реакций фазовых превращений $b \rightarrow g$ и $g \rightarrow d$, в пределах погрешности, для двух исследуемых соединений, из чего можно заключить, что природа этих превращений близка.

По результатам серии терморентгенографических экспериментов для β -PtBi₂ (Межуева и др., 2022a) и β -Pt(Bi,Te)₂ с помощью использования метода Ритвельда (Rietveld, 2010) в программном обеспечении Jana2006 (Petříček et al., 2014) были

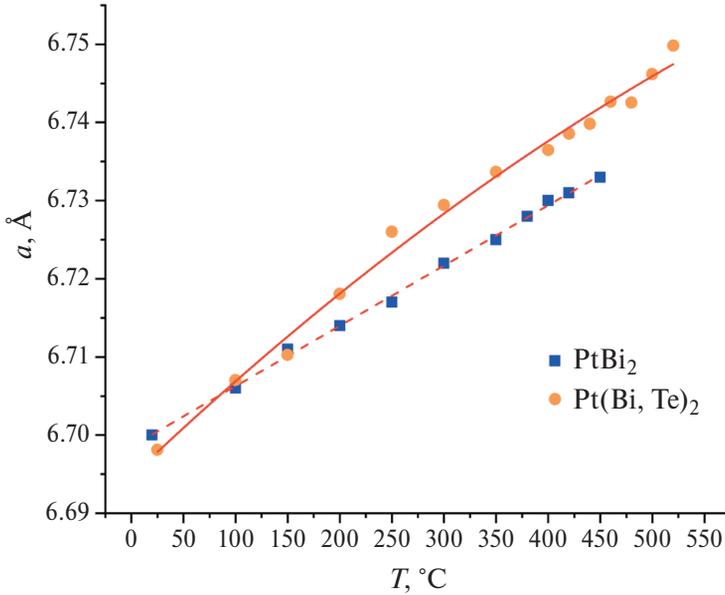


Рис. 7. Термическое расширение параметра a элементарной ячейки для PtBi_2 по данным (Межуева и др., 2022a) и $\text{Pt}(\text{Bi}, \text{Te})_2$ в диапазоне температур от 25 до 520 °С.

Fig. 7. Thermal expansion of the unit cell parameters for PtBi_2 according to data from (Mezhueva et al., 2022a) (orange square) and $\text{Pt}(\text{Bi}, \text{Te})_2$ (blue circle) in the temperature range from 25 to 520 °С.

рассчитаны параметры элементарной ячейки во всем диапазоне стабильности β -модификации исследуемых фаз (табл. 5). По полученным значениям построены кривые термического расширения (рис. 7), аппроксимированные полиномом второго порядка (красная пунктирная линия – $\beta\text{-PtBi}_2$ и сплошная – $\beta\text{-Pt}(\text{Bi}, \text{Te})_2$). Эти данные показывают, что при температуре до 150 °С параметры a элементарных ячеек двух разновидностей хорошо соотносятся между собой. Однако при дальнейшем нагреве мы видим не только увеличение стабильности теллуристой фазы до более высоких температур, но и более сильное расширение элементарной ячейки. Небольшой перегиб данной кривой в районе температуры 460 °С связан с погрешностью расчетов из-за первых появлений высокотемпературной γ -фазы.

В таблице 6 представлены кристаллохимические характеристики β -, γ - и δ -модификаций для соединений PtBi_2 и $\text{Pt}(\text{Bi}, \text{Te})_2$. В β - и δ -модификациях обоих соединений значения параметров и объемов элементарных ячеек близки друг к другу. В γ -модификации размеры элементарной ячейки и ее объем ниже в теллур-содержащей разновидности.

ВЫВОДЫ

Таким образом, определены температуры полиморфных переходов фазы состава $\text{Pt}_{1.04}(\text{Bi}_{1.74}\text{Te}_{0.22})_{\text{S}1.96}$ в инертной атмосфере: 523 °С для $\beta \rightarrow \gamma$ превращения и 626 °С для $\gamma \rightarrow \delta$ превращения. В то же время для фазы $\beta\text{-PtBi}_2$, не содержащей примеси теллура, температуры полиморфных превращений: 421 °С для $\beta \rightarrow \gamma$ перехода и 621 °С для $g \rightarrow d$ перехода (Межуева и др., 2022a). Следовательно, наличие изоморфной примеси теллура в синтетическом аналоге минерала инсизвайта $\text{Pt}(\text{Bi}, \text{Te})_2$ увеличивает температуру полиморфного превращения кубической β -модификации

Таблица 6. Кристаллографические характеристики полиморфных модификаций $PtBi_2$ и $Pt(Bi,Te)_2$ **Table 6.** Crystallographic characteristics of polymorphic modifications of $PtBi_2$ and $Pt(Bi,Te)_2$

Полиморфная модификация	Сингония, пр. группа	Параметры элем. ячеек, объемы, число формульных единиц				
		$a, \text{Å}$	$b, \text{Å}$	$c, \text{Å}$	$V, \text{Å}^3$	Z
$PtBi_2$						
β	Кубическая, $Pa\bar{3}$	6.69749(7)			300.43	4
γ	Тригональная $P31m$	6.6377(6)	6.2153(6)		237.15	3
δ	Гексагональная $R\bar{6}_3/mmc$	4.4005(4)	5.5403(6)		92.50	1
$Pt(Bi,Te)_2$						
β	Кубическая $Pa\bar{3}$	6.6980(1)			300.49	4
γ	Тригональная $P31m$	6.531(2)	6.0287(5)		222.69	3
δ	Гексагональная $R\bar{6}_3/mmc$	4.3783(3)	5.5575(6)		92.29	1

в гексагональную γ -модификацию на 100°C , что расширяет поле стабильности кубической модификации с 420 до 520°C , однако температура второго полиморфного превращения (из γ -фазы в δ -фазу) практически не смещается.

Полученные кривые термического расширения наглядно иллюстрируют, во-первых, расширение поля стабильности кубической β -фазы для теллуристой разновидности, во-вторых, свидетельствуют о ее более сильном термическом расширении.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что наличие примеси теллура (до 5 мас. %) в инсизваите $PtBi_2$ увеличивает поле его стабильности в геологических системах до 520°C .

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-27-00470.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Журавлев Н.Н., Степанов А.А. Рентгенографическое исследование сверхпроводящих сплавов висмута с платиной в интервале температур $20\text{--}640^\circ$ // Кристаллография. **1962**. Т. 7. С. 310–311.

Межуева А.А., Каримова О.В., Зиновьева Н.Г., Упорова Н.С., Ширяев А.А., Чареев Д.А. Термическое преобразование синтетического аналога минерала инсизваита $PtBi_2$ на воздухе // Доклады РАН. Науки о Земле. **20226**. Т. 506. № 2. С. 170–179.

Межуева А.А., Каримова О.В., Упорова Н.С., Ширяев А.А., Чареев Д.А. Термическое поведение $PtBi_2$ и возможность использования минерала инсизваита в качестве геотермометра. // Геология рудных месторождений. **2022a**. Т. 64. № 5. С. 462–470.

Спиридонов Э.М., Серова А.А., Куликова И.М., Коротаева Н.Н., Серeda Е.В., Тушенцова И.Н., Беляков С.Н., Жуков Н.Н. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в Норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторожд. **2015**. Т. 57. № 5. С. 445–476.

Influence of Tellurium Impurity on the Phase Transitions and Thermal Behavior of Synthetic Te-Bearing Insizwaite Pt(Bi,Te)₂

A. A. Mezhueva^{a, *}, O. V. Karimova^{a, **}, N. S. Uporova^b, A. A. Shiryaev^c,
L. A. Ivanova^a, P. V. Chareeva^a, D. A. Chareev^{d, e, f}

^a Institute of Geology of Ore Deposits, RAS, Moscow, Russia

^b Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch RAS, Ekaterinburg, Russia

^c Institute of Physical chemistry and Electrochemistry Russian academy of sciences, Moscow, Russia

^d Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia

^e Ural Federal University, Ekaterinburg, Russia

^f Dubna State University, Dubna, Russia

* e-mail: ann_mezhueva@mail.ru

** e-mail: oxana.karimova@gmail.com

The effect of tellurium impurity on high-temperature transformations in the synthetic phase Pt(Bi,Te)₂, which is an analogue of the mineral insizwaite, was studied using high-temperature in-situ methods. The empirical formula of the studied compound is Pt_{1.04}(Bi_{1.74}Te_{0.22})_{1.96}. According to the differential thermal analysis (DTA + TG) and high temperature X-ray diffraction data, two polymorphic transformations were found for the Pt(Bi,Te)₂ phase. The temperatures of phase transitions were slightly shifted compared to the values for the PtBi₂ phase. The phase transition from the cubic β-modification to the hexagonal γ-modification of Pt(Bi,Te)₂ occurs at a temperature of 523 °C, which is 100 °C higher than in the PtBi₂ phase without tellurium impurity. The γ-Pt(Bi,Te)₂ is transformed into the high-temperature δ-modification at a temperature of 626 °C, close to the temperature of a similar transition in PtBi₂. The isomorphic tellurium impurity in the structure of PtBi₂ expands stability field under the influence of high temperatures for its cubic β-modification, which is corresponding to the mineral insizwaite. On the contrary, the stability field of the γ-modification is reduced in the presence of tellurium impurity.

Keywords: insizwaite, Te-insizwaite, phase transitions, thermal analysis, high temperature X-ray diffraction

REFERENCES

- Cabri L.J. The platinum-group minerals. In: *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (Ed by L.J. Cabri). *Canad. Inst. Mining, Metallurgy and Petroleum*. **2002**. Spec. Vol. 54. P. 13–131.
- Cabri L.J., Harris D. C. The new mineral insizwaite (PtBi₂) and new data on niggliite (PtSn). *Miner. Mag.* **1972**. Vol. 38. C. 794–800.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G. Mineralogy and distribution of platinum-group elements in mill products from Sudbury. In: *Applied Mineralogy*. Ed. by W. Park, D.M. Hausen and R. Hagni. Proc. 2nd Int. Congress on Applied Mineralogy in the Mineral Industries. The Metallurgical Society. AIME. **1984**. P. 911–922.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G. The mineralogy of the platinum-group elements from some Cu-Ni deposits in the Sudbury area, Ontario. *Econ. Geol.* **1976**. V. 71. P. 1159–1195.
- Criddle A.J., Stanley C.J. (Eds). *Quantitative Data File for Ore Minerals*. 3rd Edition. London: Chapman & Hall, **1993**. 635 p.
- Mezhueva A.A., Karimova O.V., Uporova N.S., Shiryaev A.A., Chareev D.A. High-temperature behavior of PtBi₂ and possibility of using the mineral insizwaite as a geothermometer. *Geol. Ore Deposits*. **2022a**. Vol. 64. N 5. P. 292–299.
- Mezhueva A.A., Karimova O.V., Zinovieva N.G., Uporova N.S., Shiryaev A.A., Chareev D.A. Thermal transformation of a synthetic analogue of insizwaite PtBi₂ on air. *Doklady Earth Sci.* **2022b**. Vol. 506. N 2. P. 740–748.
- Okamoto H. The Bi-Pt (bismuth-platinum) system. *J. Phase Equil.* **1991**. Vol. 12. N 2. P. 207–210.

Petríček V., Dušek M., Palatinus L. Crystallographic computing system JANA2006: general features. *Z. Krist. Crystalline Materials.* **2014**. Vol. 229. N 5. P. 345–352.

Rietveld H.M. The Rietveld Method: A Retrospection. *Z. Krist. Crystalline Materials.* **2010**. Vol. 225. N 12. P. 545–547.

Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I.M., Korotaeva N.N., Sereda E.V., Tushentsova I.N., Belyakov S.N., Zhukov N. N. Genetic Pd, Pt, Au, Ag, and Rh mineralogy in Noril'sk sulfide ores. *Geol. Ore Deposits.* **2015**. Vol. 57. N 5. P402–432.

Zhuravlev N.N., Stepanov A.A. X-ray study of superconducting bismuth-platinum alloys in the temperature range of 20–640°. *Crystallography.* **1962**. Vol. 7. P. 310–311 (*in Russian*).

ХРОНИКА

ГОДИЧНОЕ СОБРАНИЕ РМО 2024 ГОДА

© 2024 г. Д. чл. С. В. Кривовичев^{1,2}

¹ Кольский научный центр РАН, ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., 184200, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра кристаллографии,
Университетская наб., 7/9, Санкт-Петербург, 199034, Россия

* e-mail: s.krivovichev@ksc.ru

Поступила в редакцию 07.10.2024

После доработки 07.10.2024

Принята к публикации 09.10.2024

Представлена информация о годовом собрании Российского минералогического общества, проходившем 16–21 сентября 2024 года в г. Апатиты Мурманской области на базе Кольского научного центра РАН. В собрании приняли участие более 120 специалистов из России, а также КНР (очно), ЮАР, Германии, Таджикистана, Израиля и Великобритании (заочно). Представлены тематики докладов и секций.

Ключевые слова: Российское минералогическое общество, годовое собрание, минералогия, термобарогеохимия, минералогия алмаза, кристаллохимия минералов и неорганических соединений, органическая минералогия и биоминералогия

16–21 сентября 2024 года в г. Апатиты Мурманской области прошло годовое собрание Российского минералогического общества (РМО), посвященное 300-летию Российской академии наук (РАН). Организатором собрания выступил Федеральный исследовательский центр «Кольский научный центр РАН» при поддержке Кировского филиала АО «Апатит» (генеральный спонсор), Северо-Западной фосфорной компании (СЗФК), компаний «Деалтек» и «Техноинфо» (спонсоры). Материалы конференции опубликованы на сайте ФИЦ КНЦ РАН (https://www.ksc.ru/conf/mineral-research-2024/include/files/RMO_2024_mat.pdf) и будут в дальнейшем проиндексированы в библиотеке Elibrary.ru.

В собрании приняли участие более 120 специалистов из России, а также КНР (очно), ЮАР, Германии, Таджикистана, Израиля и Великобритании (заочно). Российские специалисты были представлены более 40 научными и научно-образовательными организациями из Апатитов, Благовещенска, Воронежа, Екатеринбурга, Зеленограда, Иркутска, Казани, Красноярска, Магадана, Миасса, Мирного, Москвы, Новосибирска, Санкт-Петербурга, Сыктывкара, Перми, Петрозаводска, Петропавловска-Камчатского, Томска, Тюмени, Улан-Удэ, Черноголовки, Якутска.

На собрании было представлено более 150 докладов, включая 15 пленарных, 85 устных и более 50 стендовых и заочных.

В программный комитет собрания вошли: акад. С.В. Кривовичев (председатель), член-корр. РАН Ю.Б. Марин (сопредседатель), член-корр. РАН Т.Н. Александрова (Санкт-Петербург), акад. Л.Я. Аранович (Москва), акад. А.М. Асхабов (Сыктывкар), акад. Н.С. Бортников (Москва), д.г.-м.н. А.И. Брусницын (Санкт-Петербург), акад. С.Л. Вотяков (Екатеринбург), акад. Н.А. Горячев (Магадан), д.г.-м.н. Ю.Л. Гульбин

(Санкт-Петербург), член-корр. РАН Н.Н. Еремин (Москва), д.г.-м.н. М.А. Иванов (Санкт-Петербург), академик В.Н. Захаров (Москва), д.г.-м.н. Д.А. Зедгенизов (Екатеринбург), член-корр. РАН Ф.В. Каминский (Москва), академик Л.Н. Когарко (Москва), д.г.-м.н. Н.Е. Козлов (Апатиты), д.г.-м.н. В.Г. Кривовичев (Санкт-Петербург), член-корр. РАН Н.Н. Крук (Новосибирск), д.г.-м.н. В.И. Левицкий (Иркутск), д.т.н. С.В. Лукичев (Апатиты), д.г.-м.н. Д.В. Макаров (Апатиты), член-корр. РАН В.В. Масленников (Миасс), член-корр. РАН Ю.Н. Пальянов (Новосибирск), член-корр. РАН И.В. Пеков (Москва), д.г.-м.н. П.Ю. Плечов (Москва), академик Н.П. Похиленко (Новосибирск), академик Д.Ю. Пушаровский (Москва), д.г.-м.н. В.Н. Реутский (Новосибирск), д.г.-м.н. О.Г. Сафонов (Черноголовка), д.г.-м.н. С.А. Светов (Петрозаводск), д.г.-м.н. С.З. Смирнов (Новосибирск), член-корр. РАН И.Г. Тананаев (Апатиты), академик В.А. Чантурия (Москва), академик В.С. Шацкий (Новосибирск), д.г.-м.н. В.В. Щипцов (Петрозаводск), член-корр. РАН С.В. Юдинцев (Москва), д.г.-м.н. Г.А. Юргенсон (Чита).

На открытии годового собрания 17 сентября 2024 года с приветственным словом выступили: председатель комитета по образованию и науке Мурманской областной Думы **А.Г. Гиляров**, глава муниципального образования г. Апатиты с подведомственной территорией Мурманской области **С.А. Кательникова**, главный геолог КФ АО «Апатит» **В.А. Кнышов**, заместитель генерального директора АО СЗФК **А.И. Риль**.

Научную программу собрания открыл президент РМО академик **С.В. Кривовичев** с докладом «Минералогия в Российской академии наук», в котором были освещены основные вехи истории и современное состояние минералогических исследований в РАН. Пленарный доклад член-корр. РАН **И.В. Пекова** был посвящен генетической кристаллохимии циркония. Дипломы первооткрывателям новых минеральных видов вручили д.г.-м.н. **В.Г. Кривовичев** и д.г.-м.н. **А.А. Золотарев-мл.** Было отмечено, что российские минералогии ежегодно участвуют в открытии около 20% всех новых минеральных видов, открываемых в мире. В докладе академик **В.С. Шацкого** были рассмотрены особенности процессов образования алмазов в зоне субдукции. Д.г.-м.н. **Д.А. Зедгенизов** посвятил свой доклад алмазам Западного Приуралья. Д.г.-м.н. **В.В. Гуржий** представил новые результаты исследований давно известных, но плохо изученных минералов урана.

Пленарная сессия второго дня собрания (18 сентября) началась с докладов, посвященных кристаллохимии минералов и неорганических соединений. Д.г.-м.н. **О.И. Сийдра** сообщил о топотактических переходах (включая переходы типа «кристалл-в-кристалл») в минералах и неорганических соединениях. В докладе к.г.-м.н. **Е.С. Житовой** рассматривалась кристаллохимия природных слоистых двойных гидроксидов с анионами CO_3^{2-} и Cl^- . Д.г.-м.н. **С.М. Аксенов** разобрал особенности модулярной кристаллохимии природных и синтетических боратов, а д.г.-м.н. **А.А. Золотарев-мл.** посвятил свой доклад результатам кристаллохимического исследования сульфатов из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна.

Во второй части пленарной сессии 18 сентября д.г.-м.н. **И.А. Бакшеев** рассказал о минералах группы турмалина из разнообразных золоторудных месторождений. В докладе д.г.-м.н. **П.Ю. Плечова** был поднят важный для термобарогеохимии вопрос о сохранности расплавных включений в кварце вулканических пород. Предметом доклада к.г.-м.н. **Д.Р. Зозули** стал уникальный высокоиттербиевый циркон из амазонитового пегматита г. Плоской (Кольский п-ов), минералогические особенности которого представляют интерес с точки зрения выявления источников и эволюции месторождения. Д.г.-м.н. **А.Н. Зайцев** в своем докладе поведал об увлекательной истории исследования карбонатитов с особым акцентом на изучение уникальных африканских объектов.

Пленарная сессия заключительного дня собрания (помимо полевых экскурсий) началась с церемонии оглашения лауреатов медали им. Н.И. Кокшарова РМО 2024 года, после чего пленарный доклад на тему «Исследование кристаллической структуры и флотации сульфидных минералов с точки зрения координационной химии»

(Exploring the Crystal Structure and Floatability of Sulfide Minerals from the Perspective of Coordination Chemistry) сделал первый иностранный лауреат медали, профессор Университета Гуанси (КНР) **Чен Цзиньхуа**. Доклад д.г.-м.н. **С.Н. Бритвина** был посвящен вопросу о форме нахождения воды и аммония в метеоритах на основе новейших минералогических данных. К.г.-м.н. **Т.Л. Паниковровский** сообщил новые результаты о трансформационных минеральных видах из щелочных комплексов Кольского полуострова. Пленарное заседание закончилось докладами представителей спонсоров – «Деалтек» и «Техноинфо» – о современном научном оборудовании для минералогических исследований. С заключительным словом на закрытии научной части собрания выступил президент РМО акад. С.В. Кривовичев.

Во время годовичного собрания работало девять секций. Особенностью собрания 2024 года стало то, что, наряду с традиционными секциями («Общие вопросы минералогии», «Технологическая и экологическая минералогия», «Ювелирно-подделочный камень и история минералогии», «Минералогические критерии прогнозирования и оценки месторождений стратегического минерального сырья», «Минералы – индикаторы петро- и рудогенеза»), были представлены секции, организованные инициативным способом, при котором потенциальные руководители сами заявляют тему секции, приглашают участников и организуют программу заседаний. Так большой интерес вызвала секция «Термобарогеохимия» (рук. д.г.-м.н. П.Ю. Плечов и д.г.-м.н. С.З. Смирнов), где были представлены доклады ведущих российской специалистов по включениям в минералах. Весьма важной и актуальной для Кольского полуострова стала организованная член-корр. РАН И.В. Пековым и д.г.-м.н. А.Н. Зайцевым секция «Минералогия, петрология, геохимия и рудный потенциал щелочной формации». Организаторы секции «Органическая минералогия и биоминералогия» д.г.-м.н. В.В. Гуржий, к.г.-м.н. А.Р. Изатулина, к.б.н. Е.А. Боровичев избрали в качестве девиза своей секции слова В.В. Докучаева: «Генетическая, вековечная, всегда закономерная связь, какая существует ... между мертвой и живой природой». Секция по кристаллохимии минералов и неорганических соединений была организована д.г.-м.н. О.Й. Сийдра и д.г.-м.н. С.М. Аксеновым. Секции, организованные инициативным порядком, отличались большим количеством участников и хорошим тематическим подбором докладов.

По окончании научной программы состоялось заседание Ученого совета РМО, на котором был принят ряд кадровых и организационных решений.

Годичное собрание РМО 2024 года завершилось полевыми экскурсиями на минералогические объекты Хибинского и Ловозерского щелочных массивов, которые блестяще провел член-корр. РАН И.В. Пеков.

Annual Meeting of the Russian Mineralogical Society

© 2024 S.V. Krivovichev^{a, b}

^a Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russia

^b Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

* e-mail: s.krivovichev@ksc.ru

Information is provided about the Annual meeting of the Russian Mineralogical Society that was held on September 16–21, 2024 in the city of Apatity, Murmansk region, on the basis of the Kola Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. The meeting was attended by more than 120 specialists from Russia, as well as from China (in person), South Africa, Germany, Tajikistan, Israel and Great Britain (in absentia). The topics of sections and reports are presented.

Keywords: Russian Mineralogical Society, annual meeting, mineralogy, thermobarogeochemistry, diamond mineralogy, crystal chemistry of minerals and inorganic compounds, organic mineralogy and biomineralogy

ПОТЕРИ НАУКИ



ПАМЯТИ МИХАИЛА АЛЕКСАНДРОВИЧА ИВАНОВА (1949–2024)

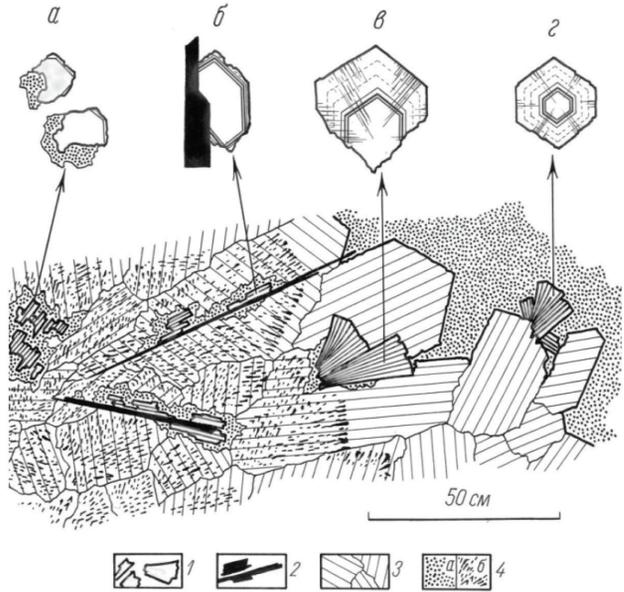
TO THE MEMORY OF MICHAIL ALEKSANDROVICH IVANOV (1949–2024)

24 мая 2024 года на 76-м году жизни скончался Михаил Александрович Иванов, профессор Санкт-Петербургского горного университета, доктор геолого-минералогических наук, член Ученого совета Российского минералогического общества и редколлегии журнала «Записки РМО». Ушел из жизни замечательный человек, продолжатель славных традиций отечественной минералогической школы, преподаватель от Бога, воспитавший не одно поколение студентов-горняков.

Михаил Александрович родился 5 марта 1949 года на хуторе, расположенном на Карельском перешейке, вблизи пос. Краснофлотское под г. Выборгом. Еще в детстве увлекся книгами А.Е. Ферсмана и начал собирать минералы. Принял участие в Первом Всесоюзном слете юных геологов в г. Златоусте (1966 г.). Поступив на геологоразведочный факультет Ленинградского горного института, поехал в экспедицию в Восточную Сибирь изучать пегматиты Мамско-Чуйского района под руководством



а



б

Рис. 1. а - М.А. Иванов на Северо-Байкальском нагорье, 1970-е годы, б - зарисовка слюдоносного пегматита из жилы № 58, голец Гремучий, Больше-Северное поле Северо-Байкальской пегматитовой провинции.

профессора кафедры минералогии В.Д. Никитина. Общение с этим крупным ученым, яркой личностью и замечательным педагогом, развивавшим представления о перекристаллизационно-метасоматическом генезисе пегматитов, наложило глубокий отпечаток на мировоззрение молодого человека и стало определяющим в его научной судьбе – исследованию пегматитов он посвятил многие годы и, сосредоточившись на преподавательской деятельности, неизменно сохранял верность выбранному направлению.

После окончания ЛГИ в 1971 г. М.А. Иванов служил в армии командиром взвода зенитной артиллерии в Заполярье. Вернувшись в родной институт, он поступил в аспирантуру на кафедру минералогии, которую возглавлял основоположник онтогении минералов проф. Д.П. Григорьев и где работал проф. С.А. Руденко, ставший его наставником и научным руководителем. По примеру учителей Михаил Александрович сосредоточил свои усилия и незаурядный талант на онтогенетических исследованиях минеральных индивидов и агрегатов. В 1977 г. он защитил кандидатскую диссертацию, после чего продолжил изучение слюдоносных пегматитов Сибири в качестве участника и руководителя 25 полевых экспедиций (Забайкалье, Северо-Байкальское нагорье, Патомское нагорье, Восточные Саяны) и первооткрывателя ряда промышленных слюдоносных жил (рис. 1). Итогом многолетней работы стали три монографии и докторская диссертация «Фациальные особенности мусковитовых пегматитов Сибири: Северо-Байкальская и Восточно-Саянская провинции» (1999).

Занимаясь наукой, Михаил Александрович одновременно много труда и времени отдавал учебной и учебно-методической работе. Не одно десятилетие он вел занятия по минералогии для студентов специальности «Прикладная геология» и проводил летние учебные минералого-петрографические практики на Выборгском плутоне гранитов рапакиви. Именно здесь он учил студентов работе в поле: наблюдать,



Рис. 2. Обложка художественного альбома М.А. Иванова «Каменный ветер», типография SMG PRINT, 2019

видеть детали и документировать обнажения различных геологических объектов. Его лекции отличали стройность и ясность изложения, артистичность в подаче сложного материала. Будучи замечательным рисовальщиком, он создавал цветными мелками на доске настоящие картины из мира и жизни минералов, которые буквально завораживали студенческую аудиторию. Много лет трудился проф. М.А. Иванов на поприще организатора учебного процесса: был начальником учебно-методического кабинета (1987–1992), деканом геологоразведочного факультета (2000–2009) и проректором по учебной работе (2009–2014), возглавлял кафедру исторической и динамической геологии (1999–2009), затем – кафедру минералогии, кристаллографии и петрографии (2014–2018). Немало сил вложил М.А. в модернизацию учебных помещений руководимых им кафедр, созданию витрин в лабораториях и коридорах, превращая их в «каменные книги», оформлению экспозиций минералогических залов Горного музея, плана реконструкции Примерного рудника Горного института. Благодарный воспитанник Горного, он всю жизнь до самых последних дней посвятил беззаветному служению своей *alma mater*.

Высокий профессионализм и любовь к минералогии сочетались у Михаила Александровича с художественным даром: он занимался ювелирным делом и резьбой по дереву, был необыкновенным по выразительности художником-графиком, посвятившим свое творчество изображению одухотворенной природы – каменным пейзажам, поражающим зрителя глубиной чувства и затаенной романтикой первопроходца, открывшего новый мир (рис. 2). В последние годы проф. М.А. Иванов активно подключился к исследованиям уникальных памятников архитектуры Санкт-Петербурга – Александровской колонны и Гром-камня, гранитного постамента памятника

Петру I «Медный всадник», которые проводились совместно с коллегами из Санкт-Петербургского университета – проф. А.Г. Булахом и его единомышленниками.

В минералогическом обществе у Михаила Александровича был непререкаемый авторитет главного художника. По его эскизам были созданы значки и памятные медали Общества, ставшие частью истории РМО. Как вспоминал он в одном из исторических очерков, привлек его к этой работе в 1976 г. тогдашний вице-президент общества проф. С.П. Соловьев, выдвинувший идею медали «За служение минералогии». Эскизы этой, к сожалению, так и не выпущенной медали, были недавно найдены в архивах. А последней художественной работой Михаила Александровича стал проект медали им. Н.И. Кокшарова, которая была впервые присуждена за выдающиеся достижения в области минералогии российскому ученому Л.З. Резницкому и его китайскому коллеге Чену Цзиньхуа, и вручена на годичном собрании РМО 2024.

Память о российском минералогe, преподавателе, исследователе и художнике Михаиле Александровиче Иванове навсегда сохранится в сердцах его коллег и учеников.

Президиум Российского минералогического общества

Редколлегия журнала «Записки Российского минералогического общества»

Санкт-Петербургское отделение Российского минералогического общества