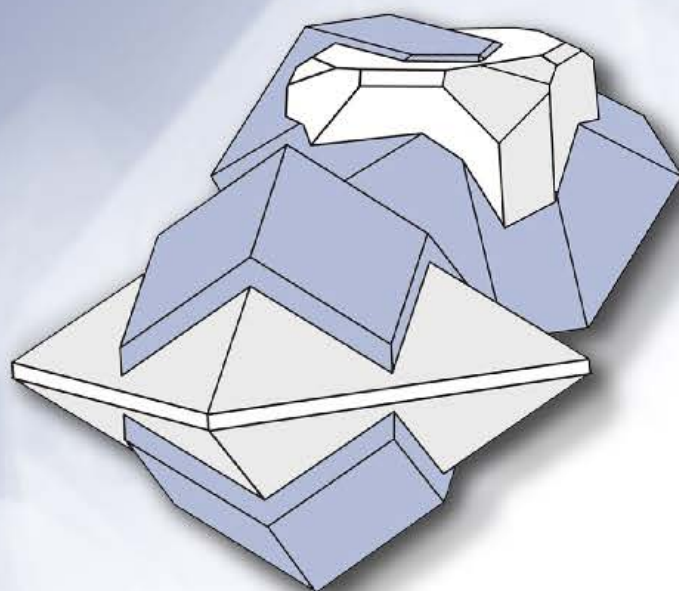


ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

МИНЕРАЛОГИЯ MINERALOGY

Том 8 № 2



2022

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

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

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 8 № 2 2022 г. Июнь

Основан 2014 г.
Выходит 4 раза в год

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

MINERALOGY

Volume 8 No 2 2022 June

Founded 2014
Issued 4 times a year

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

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

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

Главный редактор:

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

Зам. главного редактора:

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

Редакционная коллегия:

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

Адрес издателя и редакции: Россия 456317, г. Миасс, Челябинская обл., тер. Ильменский заповедник, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

Тел.: +7(3513)29-80-98

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

© ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

© Авторы статей

MINERALOGY 2022. VOL. 8. NO. 2

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

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

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

Editor-in-Chief:

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

Editors:

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

Editorial Board:

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

Contacts: territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia, SU FRC MiG UB RAS

Tel.: +7(3513)29-80-98

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

СОДЕРЖАНИЕ

8(2), 2022

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

ТОМАМАЭИТ Cu_3Pt В САМОРОДНОМ ОСМИИ ИЗ РЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В НИЖНЕСЕРГИНСКОМ РАЙОНЕ, СРЕДНИЙ УРАЛ <i>В.В. Шарыгин, И.Г. Михайлов</i>	5
О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ «УРАНПИРОХЛОРА» И ФТОРКАЛЬЦИОПИРОХЛОРА В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ ВИШНЁВЫХ ГОР НА ЮЖНОМ УРАЛЕ <i>В.И. Попова, В.А. Попов, И.А. Блинов, В.А. Котляров, С.М. Лебедева</i>	15
НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ СУГУРСКОГО МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ <i>В.А. Попов, М.А. Рассомахин, В.И. Попова</i>	23
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА КУМИРСКОГО ГРАНИТНОГО ШТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ <i>А.И. Гусев</i>	37
МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС УЛЬТРАБАЗИТОВ КУРТУШИБИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ЗАПАДНЫЙ САЯН) <i>В.А. Симонов, А.И. Чернышов, А.В. Котляров</i>	49
МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ РЗЭ и Th В МЕТАПЕСЧАНИКАХ УДОКАНСКОГО БАССЕЙНА (РОССИЯ) <i>Е.В. Белогуб, К.А. Новоселов, В.В. Шиловских, И.А. Блинов, Е.Е. Паленова</i>	64
ПЕРОВСКИТ ИЗ МРАМОРОВ КОЧУМДЕКСКОГО КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА СПУРРИТ-МЕРВИНИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА: ПЕРВЫЙ ОПЫТ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ <i>А.С. Девятярова, Э.В. Сокол, С.Н. Кох, Е.Н. Нигматулина</i>	83

CONTENTS

8(2), 2022

MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

TOMAMAEITE Cu ₃ Pt IN NATIVE OSMIUM FROM RIVER SEDIMENTS IN THE NIZHNE SERGI REGION, CENTRAL URALS <i>V.V. Sharygin, I.G. Mikhailov</i>	5
A SEQUENCE OF FORMATION OF «URANPYROCHLORE» AND FLUOROCALCIOPYROCHLORE IN ALKALI PEGMATITES FROM THE VISHNEVYE MOUNTAINS, SOUTH URALS <i>V.I. Popova, V.A. Popov, I.A. Blinov, V.A. Kotlyarov, S.M. Lebedeva</i>	15
NEW DATA ON MINERALOGY OF THE SUGUR COPPER DEPOSIT, SOUTH URALS <i>V.A. Popov, M.A. Rassomakhin, V.I. Popova</i>	23
MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF ZIRCON FROM THE KUMIR GRANITIC STOCK, GORNY ALTAI <i>A.I. Gusev</i>	37
MINERALOGY AND GENESIS OF ULTRAMAFIC ROCKS FROM THE KURTUSHIBA OPHIOLITE BELT (WESTERN SAYAN) <i>V.A. Simonov, A.I. Chernyshov, A.V. Kotlyarov</i>	49
REE AND Th MINERALS IN THE METASANDSTONES OF THE UDOKAN BASIN (RUSSIA) <i>E.V. Belogub, K.A. Novoselov, V.V. Shilovskikh, I.A. Blinov, E.E. Palenova</i>	64
PEROVSKITE FROM SPURRITE-MERWINITE MARBLES OF THE KOCHUMDEK CONTACT AUREOLE: APPLICATION TO U-PB DATING OF A THERMAL EVENT <i>A.S. Deviatiiarova, E.V. Sokol, S.N. Kokh, E.N. Nigmatulina</i>	83

УДК 549.272

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-1

**ТОМАМАЭИТ Cu_3Pt В САМОРОДНОМ ОСМИИ ИЗ РЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В НИЖНЕСЕРГИНСКОМ РАЙОНЕ, СРЕДНИЙ УРАЛ****В.В. Шарыгин¹, И.Г. Михайлов²**¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, пр. Коптюга 3, Новосибирск, 630090 Россия;

sharygin@igm.nsc.ru

² ООО НТПП «Геопойск», ул. Василевского 75, Челябинск, Россия, 454139

Статья поступила в редакцию 11.03.2022 г., принята к печати 15.03.2022 г.

**TOMAMAEITE Cu_3Pt IN NATIVE OSMIUM FROM RIVER SEDIMENTS IN
THE NIZHNE SERGI REGION, CENTRAL URALS****V.V. Sharygin¹, I.G. Mikhailov²**¹ Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, pr. Koptugyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia; sharygin@igm.nsc.ru² ООО НТПП «Геопойск», ul. Vasilevskogo 75, Chelyabinsk, 454139 Russia

Received 11.03.2022, accepted 15.03.2022

Аннотация. Статья посвящена включениям томамаэита Cu_3Pt в зерне самородного осмия из аллювиальных речных отложений в Нижнесергинском районе Свердловской области. Это четвертая находка минерала на Урале. Помимо томамаэита в самородном осмии состава $\text{Os}_{0.36}\text{Ir}_{0.33}\text{Ru}_{0.31}$ выявлены включения дигенита (или рохсбиита), миллерита, Fe-Ni-Pt сплава, неопределенного минерала Pd, магнезиогорнблендита и низкокальциевого пироксена. Томамэит имеет состав, близкий к идеальной формуле Cu_3Pt , и содержит незначительные примеси (мас. %) Pd (до 2.0), Ir (до 1.7), Ru и Ni (до 0.6) и Fe (до 0.2). Помимо самородного осмия в отложениях обнаружены два зерна самородного рутения состава $\text{Ru}_{0.54}\text{Os}_{0.23}\text{Ir}_{0.23}$ и $\text{Ru}_{0.40}\text{Os}_{0.31}\text{Ir}_{0.29}$. Полученные данные позволяют утверждать, что источником минералов ЭПГ в речных осадках являлся один из основных-ультраосновных массивов в Нижнесергинском районе. Формирование томамаэита и сосуществующих фаз относится к стадии постмагматической переработки первичной ассоциации минералов ЭПГ, возможно, во время серпентинизации ультраосновных пород.

Ключевые слова: томамаэит, самородный осмий, Нижнесергинский район, Средний Урал.

Abstract. The article is devoted to tomamaeite Cu_3Pt from inclusions in a native osmium grain from alluvial river sediments in the Nizhnie Sergi region, Sverdlovsk oblast. It is the fourth finding of this mineral in the Urals. In addition to tomamaeite, native osmium $\text{Os}_{0.36}\text{Ir}_{0.33}\text{Ru}_{0.31}$ contains the inclusions of digenite (or, possibly, roxbyite), millerite, Fe-Ni-Pt alloy, an unidentified Pd mineral, magnesiohornblende, and low-Ca pyroxene. In composition, tomamaeite is close to the ideal formula Cu_3Pt and contains minor amounts of (wt. %) Pd (up to 2.0), Ir (up to 1.7), Ru and Ni (up to 0.6), and Fe (up to 0.2). In addition to native osmium, two grains of native ruthenium $\text{Ru}_{0.54}\text{Os}_{0.23}\text{Ir}_{0.23}$ and $\text{Ru}_{0.40}\text{Os}_{0.31}\text{Ir}_{0.29}$ are found in sediments. Our data suggest that the PGE minerals in river sediments could be sourced from mafic-ultramafic massifs located in the Nizhnie Sergi area. The formation of tomamaeite and coexisted minerals is related to the process of postmagmatic transformation of the primary PGE mineral assemblage, probably, during serpentinization of ultramafic rocks.

Keywords: tomamaeite, native osmium, Nizhnie Sergi region, Central Urals.

Для цитирования: Шарыгин В.В., Михайлов И.Г. Томамэит Cu_3Pt в самородном осмии из речных отложений в Нижнесергинском районе, Средний Урал. Минералогия, 8(2), 5–14. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-1

For citation: Sharygin V.V., Mikhailov I.G. Tomamaeite Cu_3Pt in native osmium from river sediments in the Nizhnie Sergi Region, Central Urals. Mineralogy, 8(2), 5–14. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-1.

Введение

Томамаэит Cu_3Pt был утвержден как новый минерал в Комиссии по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации в 2019 г. по названию голотипного проявления Томамаэ, северо-запад о-ва Хоккайдо, Япония (IMA 2019-129, Nishio-Hamane, Saito, 2020; Кривовичев, 2021). До утверждения минерала фаза состава Cu_3Pt изредка отмечалась в ассоциациях минералов элементов платиновой группы (ЭПГ) из хромититов и других пород зонных базит-ультрабазитовых комплексов урало-алаянского типа и в связанных с ними россыпях (Дмитренко и др., 1985; Дистлер и др., 1986; Tolstykh et al., 2002; Козлов и др., 2011; Степанов, 2015). На данный момент достоверно известны следующие проявления томамаэита: береговые и речные россыпи в районе Томамаэ (всего восемь россыпей) (Nishio-Hamane, Saito, 2020; 2022), Гальмозанский массив, Камчатка (Власов и др., 2002; Козлов и др., 2011; Tolstykh et al., 2004), Нижнетагильский массив, Средний Урал (Козлов и др., 2011; Tolstykh et al., 2015), массив Вересовый Бор, Средний Урал (Степанов и др., 2020), Красногорский и Матыскенский массивы, Корякское нагорье (Дмитренко и др., 1985; Дистлер и др., 1986; Kutuyev et al., 2020; 2021), массив Кондёр, Алданский щит (Рудашевский и др., 1992), массив Наган, Западная Монголия (Агафонов, Леснов, 1997), и Оспинско-Китойский массив, Восточный Саян (Orsoev et al., 2000; Орсов и др., 2001; Григорьева и др., 2018), Бураковский расслоенный комплекс, Северная Карелия (Гроховская и др., 2005), массив Мончетундра, Кольский полуостров (Гроховская и др., 2005; Grokhovskaya et al., 2019) и массив Желтая Сопка, Северный Урал (Кузьмин и др., 2020).

Данная статья посвящена еще одной находке томамаэита в зерне самородного осмия из аллювиальных отложений долины р. Полуденный Бардым (система р. Уфа) в Нижнесергинском районе Свердловской области. В целом, присутствие ЭПГ минералов в речных отложениях этого района не удивляет, поскольку это часть платиноносного пояса Урала, и на его территории известны многочисленные мелкие тела аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов. В соседнем Нязепетровском районе Челябинской области присутствуют три массива основных-ультраосновных пород: Суроямский, Нязепетровский и Церковский (Белковский, Селиверстов, 1976; Иванов, 1997; Жилин, Пучков,

2009; Пучков и др., 2010). Для Суроямского клинопироксенитового массива характерна Au-Pd-Pt минерализация, приуроченная к апатит-титаномагнетитовым рудам (Жилин, 2006; Жилин, Пучков, 2009; Пучков и др., 2010; Савельев, Блинов, 2020).

Материалы и аналитические методы исследования

Шлиховые пробы (тяжелая фракция) были отобраны из пойменных речных отложений по рекам Бардым и Полуденный Бардым в Нижнесергинском районе Свердловской области вблизи административной границы с Нязепетровским районом Челябинской области. В них обнаружены единичные знаки минералов ЭПГ. Два зерна платиноидов найдены в шлихе пробы 9902 с изначальным весом 20 кг, взятой из нижней части останца первой надпойменной террасы р. Полуденный Бардым. Одно зерно обнаружено в шлихе пробы 9931, отобранной в основании пойменных отложений р. Бардым на глубине 0.7 м. Отобранные пробы были отмыты до черного шлиха. Полученные шлихи были подвергнуты магнитной и электромагнитной сепарации, в результате чего выделены магнетитовые фракции и фракции хромшпинелидов. Основными минералами тяжелой фракции шлихов являются хромшпинелиды, в меньшей степени – магнетит.

Зерна минералов ЭПГ из двух шлиховых проб использованы для детального изучения посредством сканирующей микроскопии в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Фотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE), элементные карты, качественный и количественный анализ минералов (по энергодисперсионным спектрам, ЭДС метод, время набора 20–40 с) были получены на сканирующем микроскопе TESCAN MIRA3 LMU (система микроанализа INCA Energy450). В качестве стандартов для большинства элементов использованы простые оксиды, чистые металлы и стехиометричные минералы (силикаты): кварц (Si , O), корунд (Al), Ti^0 , Fe^0 , Mn^0 , Co^0 , Ni^0 , диопсид (Ca , Mg), Cr_2O_3 (Cr), $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$ (P), альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Na), ортоклаз KAlSi_3O_8 (K), FeS_2 (S) и чистые металлы ЭПГ. Условия съемки: напряжение 20 кВ, ток 1 нА. Для количественной оптимизации (нормировка на ток зонда и калибровка спектрометра по энергии) применялся Co^0 . Для количественного анализа подбирались зерна размером более чем 3×3 мкм.

Таблица 1

Средний химический состав самородного осмия и самородного рутения из тяжелой фракции речных отложений Нижнесергинского района, Средний Урал (мас. %)

Table 1

Average chemical composition of native osmium and native ruthenium from heavy fraction of river sediments of the Nizhnie Sergi area, Central Urals (wt. %)

№ зерна	9902-1		9902-2		9931-1	
Минерал	Самородный осмий		Самородный рутений			
	n = 28	ст	n = 13	ст	n = 20	ст
Fe	0.36	0.08	0.32	0.07	0.51	0.08
Ni	0.40	0.05	0.42	0.08	0.41	0.08
Ru	18.73	0.23	35.65	0.19	25.49	0.15
Rh	0.33	0.34	1.68	0.31	0.55	0.34
Pd	0.00	0.00	0.12	0.22	0.06	0.19
Os	41.79	0.34	30.25	0.26	37.95	0.25
Ir	38.66	0.28	30.52	0.26	35.21	0.27
Pt	0.00	0.00	0.24	0.46	0.00	0.00
Сумма	100.26		99.20		100.18	
Формульные коэффициенты (расчет формулы на 1 атом)						
Fe	0.01		0.01		0.01	
Ni	0.01		0.01		0.01	
Ru	0.30		0.50		0.38	
Rh	0.01		0.02		0.01	
Os	0.35		0.23		0.30	
Ir	0.32		0.23		0.28	
Формула	Os _{0,36} Ir _{0,33} Ru _{0,31}		Ru _{0,54} Os _{0,23} Ir _{0,23}		Ru _{0,40} Os _{0,31} Ir _{0,29}	

Примечание. Здесь и в табл. 2 и 3: n – количество анализов; ст – стандартное отклонение.

Note. Here and in Tables 2 and 3: n – number of analyses; st – standard deviation.

Состав минералов ЭПГ и их ассоциации

Нами детально исследованы три зерна минералов ЭПГ из двух шлиховых проб речных отложений по рекам Бардым и Полуденный Бардым в Нижнесергинском районе Свердловской области. Согласно номенклатуре ЭПГ сплавов (Harris, Cabri, 1991) по химическому составу два зерна относятся к самородному рутению и одно зерно – к самородному осмию (табл. 1). В зернах 9902-1 (самородный осмий) и 9931-1 (самородный рутений) обнаружены включения разного состава. В зерне самородного рутения 9902-2 какие-либо включения не были выявлены. Краевые зоны зерна самородного рутения 9931-1 состава $Ru_{0.40}Os_{0.31}Ir_{0.29}$ содержат полиминеральные ассоциации, представленные самородным осмием состава $Os_{0.61-0.69}Ir_{0.29-0.32}Ru_{0.01-0.05}$, лауридом состава $(Ru_{0.58-0.69}Os_{0.15-0.19}Ir_{0.16-0.19})S_{2.00}$ и ирарситом $IrAsS$.

Наиболее интересным по фазовому разнообразию включений оказалось зерно самородного осмия 9902-1. Распределение включений в зерне

не дает возможность оценить, являются они сингенетическими или нет (рис. 1). В металл-сульфидных включениях выявлены томамазит, сульфид Cu и $Fe-Ni-Pt$ сплав. Также присутствуют мономинеральные включения тамамазита. В силикатных включениях установлены магнезиогорнблендит, низкокальциевый пироксен, $Fe-Ni-Pt$ сплав, минерал Pd , сульфид Ni , возможно также присутствие хлорита или серпентина (рис. 2). К сожалению, из-за малых размеров не для всех фаз удалось получить хороший количественный анализ. Так, сульфид Cu по соотношению $Cu/S = 1.71-1.73$ наиболее близок к Cu_9S_5 (дигенит или роксбиит), а сульфид Ni по соотношению $Ni/S \sim 1$ соответствует миллериту NiS .

Взаимоотношения пироксена и амфибола во включениях (рис. 2) указывают на то, что пироксен является более ранней фазой. От центра к краю в низкокальциевом пироксене (ортопироксене?) немного снижаются магнезиальность ($Mg\#$) и концентрации Al_2O_3 (табл. 2). Для амфибола также характерны химические неоднород-

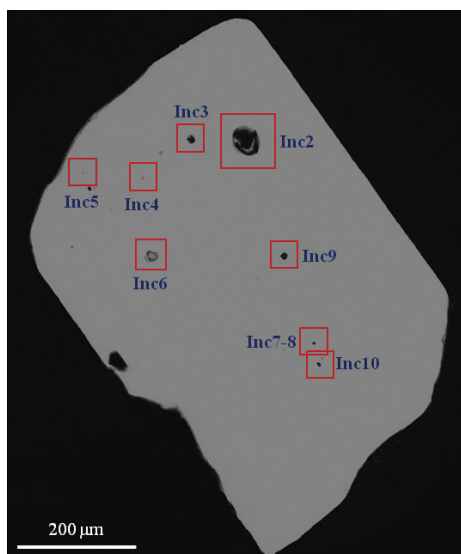


Рис. 1. Распределение включений в зерне самородного осмия (9902-1) из тяжелой фракции, Нижнесергинский район, Средний Урал.

Здесь и на рис. 2, 3 – BSE фото.

Fig. 1. Distribution of inclusions in native osmium grain (9902-1) from heavy fraction, Nizhnie Sergi area, Central Urals.

Here and in Figs. 2, 3 – BSE image.

ности (табл. 2). Согласно номенклатуре надгруппы амфибола (Hawthorne et al., 2012; Oberti et al., 2018) от центра к краю его состав изменяется от магнезиогорнблендита ($(K_{0.01}Na_{0.30}Ca_{1.69})(Mg_{3.73}Fe^{2+}_{0.04}Ni_{0.06}Ti_{0.01}Fe^{3+}_{0.16})(Al_{0.75}Fe^{3+}_{0.25})(Al_{0.88}Si_{7.12}O_{22.00})(OH)_{2.00}$) до магнезиоферригорнблендита ($(K_{0.01}Na_{0.17}Ca_{1.82})(Mg_{3.91}Fe^{2+}_{0.04}Ni_{0.05}Ti_{0.01})(Fe^{3+}_{0.41}Al_{0.32}Mg_{0.27})(Al_{0.56}Si_{7.44}O_{22.00})(OH)_{2.00}$).

Химический состав томамазита

Томамазит во включениях имеет относительно однородный состав, но иногда он содержит субмикронные образования Fe-Ni-Pt сплава (рис. 2, 3), которые располагаются либо в пределах зерен, либо на границе с минералом-хозяином. Изученный томамазит имеет состав, близкий к идеальной формуле Cu_3Pt , и содержит незначительные примеси Pd (до 2.0 мас. %), Ir (до 1.7 мас. %), Ru и Ni (до 0.6 мас. %) и Fe (до 0.2 мас. %) (табл. 3).

К сожалению, химические данные для томамазита пока немногочисленны. Его состав определен из россыпей на о-ве Хоккайдо, Япония (Nishio-Namane, Saito, 2022), некоторых проявлений Коряко-Камчатского платинового пояса (Дмитренко

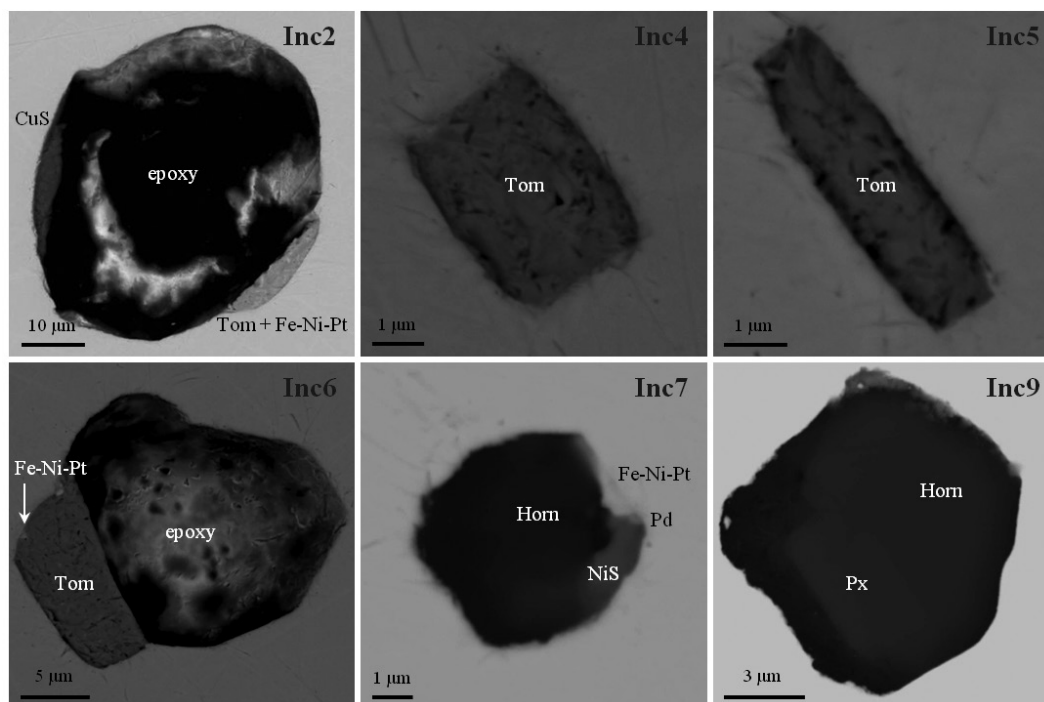


Рис. 2. Включения в зерне самородного осмия (9902-1) из тяжелой фракции, Нижнесергинский район, Средний Урал. CuS – дигенит/роксбиит; Tom – томамазит; Fe-Ni-Pt – Fe-Ni-Pt сплав; Pd – Pd-минерал; NiS – миллерит; Horn – магнезиогорнблендит; Px – низкокальциевый пироксен; эпоху – эпоксидная смола.

Fig. 2. Inclusions in native osmium grain (9902-1) from heavy fraction, Nizhnie Sergi area, Central Urals.

CuS – digenite/roxbyite; Tom – tomamaeite; Fe-Ni-Pt – Fe-Ni-Pt alloy; Pd – Pd mineral; NiS – millerite; Horn – magnesiohornblende; Px – low-Ca pyroxene; эпоху – epoxy resin.

Таблица 2

Средний химический состав пироксена и амфибола из включения Inc9 в зерне самородного осмия (9902-1),
Нижнесергинский район, Средний Урал (мас. %)

Table 2

Average chemical composition of pyroxene and amphibole from inclusion Inc9 in native osmium grain (9902-1),
Nizhnie Sergi area, Central Urals (wt. %)

Минерал	Низкокальциевый пироксен		Амфибол	
	центр	край	центр	край
n	1	2	4	2
SiO ₂	53.50	53.65	51.99	54.47
TiO ₂	0.00	0.08	0.03	0.08
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.08	0.00
Al ₂ O ₃	6.86	5.31	10.12	5.42
Fe ₂ O ₃	0.46	0.12	4.00	3.98
FeO	4.58	8.00	0.33	0.37
MnO	0.00	0.18	0.00	0.00
NiO	0.67	0.51	0.51	0.44
MgO	26.64	24.70	18.26	20.50
CaO	6.45	6.80	11.56	12.43
Na ₂ O	0.65	0.61	1.12	0.65
K ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.04
F	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O			2.19	2.19
Сумма	99.81	99.93	100.23	100.54
Формульные коэффициенты				
Si	1.87	1.91	7.12	7.44
Al ^{IV}	0.13	0.09	0.88	0.56
Сумма Т	2.00	2.00	8.00	8.00
Al ^{VI}	0.16	0.13	0.75	0.32
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.01	0.00	0.41	0.41
Fe ²⁺	0.13	0.24	0.04	0.04
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.02	0.01	0.06	0.05
Mg	1.39	1.31	3.73	4.18
Сумма О	1.71	1.70	5.00	5.00
Ca	0.24	0.26	1.70	1.82
Na	0.04	0.04	0.30	0.17
K	0.00	0.00	0.01	0.01
Сумма Ca-Na	0.28	0.30	2.00	1.99
F			0.00	0.00
ОН			2.00	2.00
Mg#	0.91	0.85	0.99	0.99

Примечание. центр, край – центр и край зерна, соответственно; $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; включение Inc9 показано на рис. 2. Содержания FeO и Fe₂O₃ рассчитаны по балансу зарядов, содержания ОН и H₂O – как ОН = 2-F-Cl-O. Для пироксена формула рассчитана на четыре катиона и шесть атомов кислорода, для амфибола – на 13 катионов в октаэдрических и тетраэдрических позициях и 24 аниона.

Note. центр, край – core and rim, respectively; $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; inclusion Inc9 is shown in Fig. 2. The FeO and Fe₂O₃ contents are calculated by charge balance; the OH and H₂O contents are estimated as OH = 2-F-Cl-O. Formula of pyroxene is based on four cations and six O atoms; formula of amphibole is based on 13 cations in octahedral and tetrahedral sites and 24 anions.

и др., 1985; Дистлер и др., 1986) и массива Наган, Монголия (Агафонов, Леснов, 1997). В остальных случаях указывается наличие этой фазы, приводятся BSE фотографии и изредка – процент примесей в томамазите. Особо отметим Оспинско-Китойский

массив в Восточном Саяне. Здесь томамазит имеет специфический состав: он обогащен Au (до 8–14 мас. %) и Sb (до 6.2 мас. %) (Orsoev et al., 2000; Орсов и др., 2001) и, возможно, представляет собой новый минеральный вид $(Pt,Au)(Cu,Sb)_3$.

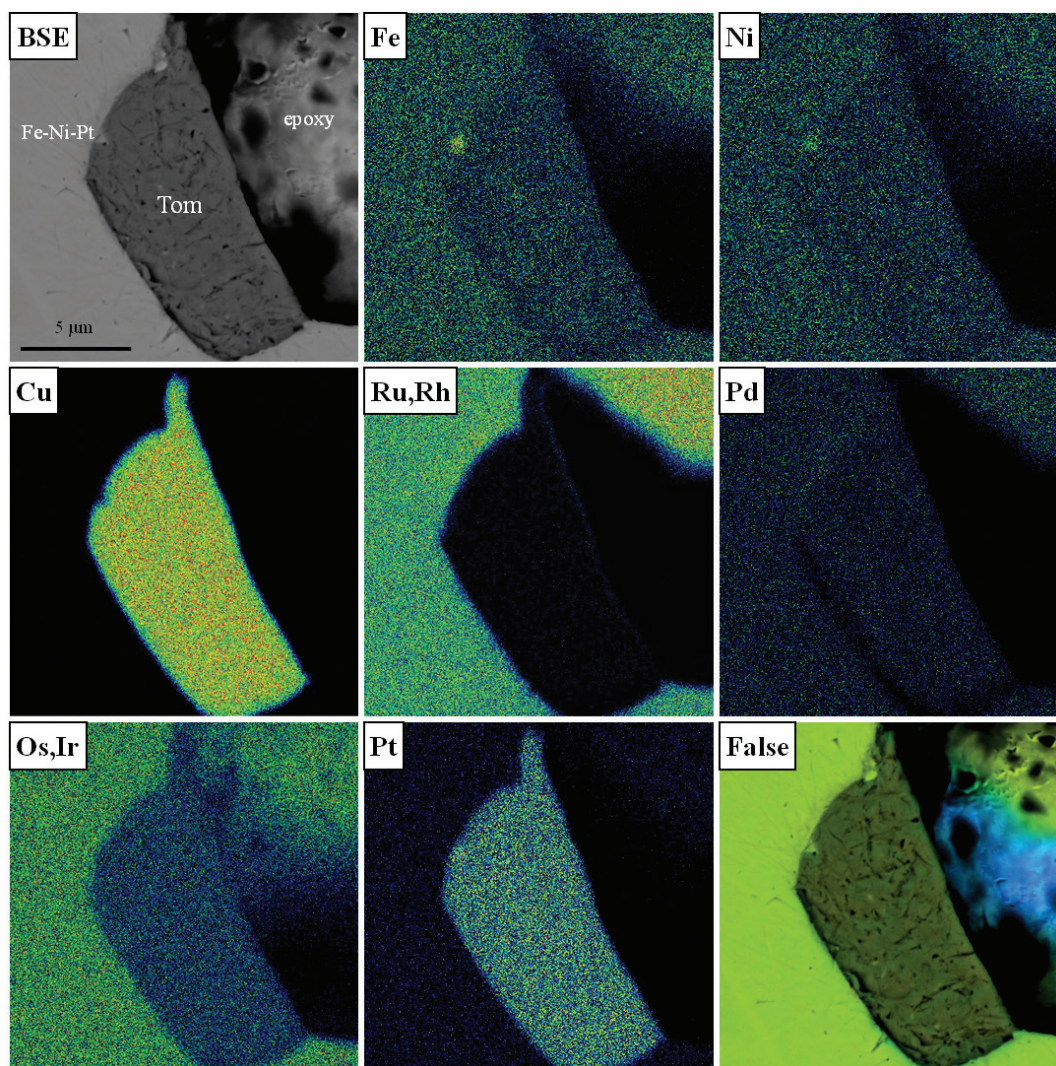


Рис. 3. Зерно томамазита (Tom) и карты распределения элементов для включения Inc6 в зерне самородного осмия (9902-1), Нижнесергинский район, Средний Урал.

Fe-Ni-Pt – Fe-Ni-Pt сплав; эпоху – эпоксидная смола.

Fig. 3. Tomamaeite (Tom) grain and elemental maps of inclusion Inc6 in native osmium grain (9902-1), Nizhnie Sergi area, Central Urals.

Fe-Ni-Pt – Fe-Ni-Pt alloy; epoxy – epoxy resin.

Обсуждение и заключение

Полученные немногочисленные данные по минералам ЭПГ в пределах Нижнесергинского района (Средний Урал), к сожалению, пока не дают всей полноты картины об источниках, эволюции и распространенности ЭПГ минерализации в коренных и россыпных проявлениях в данном районе. Тем не менее, можно сделать некоторые предварительные выводы.

Во-первых, обнаружено новое проявление редкого минерала томамазита Cu_3Pt . Согласно исследованиям крупных базит-ультрабазитовых масси-

вов и прилегающих россыпей в пределах платиноносных поясов, его присутствие является индикатором постмагматических преобразований первичной ЭПГ минерализации (Pt , Pt_3Fe , PtFe , $\text{Pt}_2\text{FeNi} \rightarrow \text{Pt}_2\text{FeCu} \rightarrow \text{PtCu}_3$), которые вероятно происходили в процессе серпентинизации (Дистлер и др., 1986; Tolstykh et al., 2002; 2004; 2015; Козлов и др., 2011; Степанов, 2015; Степанов и др., 2020; Kutyrev et al., 2021). В нижнесергинских пробах пока не обнаружены первичные платиновые минералы (самородная платина, железистая платина, изоферроплатина, тетраферриплатина, ферроникельплатина, туламинит). Во-вторых, выявлены зерна Os-Ru-Ir ин-

Таблица 3

Химический состав томамаэита из включений в зерне самородного осмия (9902-1),
 Нижнесергинский район, Средний Урал (мас. %)

Table 3

Chemical composition of tomamaeite from inclusions in native osmium grain (9902-1),
 Nizhnie Sergi area, Central Urals (wt. %)

Включение	Inc2	Inc3	Inc4	Inc5	Inc6	Идеальный Cu_3Fe
n	4	3	3	4	16	
Fe	0.12	0.00	0.18	0.00	0.20	49.42
Ni	0.32	0.20	0.40	0.56	0.62	
Cu	49.11	49.14	49.08	49.25	48.92	
Ru	0.07	0.27	0.10	0.62	0.06	
Rh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Pd	2.00	1.61	1.85	1.88	1.67	
Os	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	
Ir	0.00	0.96	0.25	1.65	0.12	
Pt	48.24	47.95	47.59	45.52	48.22	50.58
Сумма	99.87	100.11	99.45	99.70	99.81	100.00
Расчет формулы на 4 атома						
Fe	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	3.00
Ni	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	
Cu	2.95	2.96	2.95	2.95	2.94	
Ru	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	
Pd	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	
Ir	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	
Pt	0.94	0.94	0.93	0.89	0.94	1.00
Cu+Fe+Ni	2.98	2.97	2.99	2.98	2.99	3.00
ΣЭПГ	1.02	1.03	1.01	1.02	1.01	1.00

Примечание. включения Inc2, Inc4, Inc5 и Inc6 показаны на рис. 1.

Note. The Inc2, Inc4, Inc5 and Inc6 inclusions are shown in Fig. 1.

терметаллидов, где Ru играет существенную роль, что типично для платиноносного пояса Урала и, в частности, для россыпей Южного Урала (Zaykov et al., 2017).

В случае речных отложений Нижнесергинского района ЭПГ минерализация пока представлена Os-Ru-Ir сплавами, Fe-Ni-Pt сплавом (ферроникельплатина?), неидентифицированной Pd фазой, лауридом и ирарситом. О возможной связи ее с базит-ультрабазитовыми массивами района свидетельствует наличие низкокальциевого пироксена и магнезиогорнблендита во включениях в самородном осмии.

Следует отметить, что фазовый состав силикатных включений в минералах ЭПГ из россыпей и коренных пород иногда четко указывает на источник ЭПГ минерализации (Kutyrev et al., 2020; Airiyants et al., 2022 и другие работы). Летом 2021 г. при работах по геологическому картированию в пределах района и отборе шлиховых проб выявлены отдельные мелкие интрузивные тела, относящиеся, предпо-

ложительно, к раннепалеозойскому расслоенному комплексу офиолитовой ассоциации. Тела сложены пироксенитами разной степени серпентинизации и габброидами (от меланократовых до лейкократовых). Переходы от пироксенитов к габброидам – постепенные (через меланократовые габбро). По всей вероятности, именно с этими интрузиями связана ЭПГ минерализация, являющаяся источником для россыпных скоплений минералов ЭПГ в аллювии рек Бардым и Полуденный Бардым.

Авторы признательны И.С. Шарыгину (Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск) за поддержку и М.В. Хлестову (ИГМ СО РАН) – за техническое обеспечение при работе на сканирующем микроскопе. Данная работа была частично поддержана государственным заданием (проект ИГМ СО РАН IX.125-2). Авторы также благодарны рецензенту за высказанные замечания.

Литература

- Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.** (1997) Платиноиды в вебстеритах основного-ультраосновного массива Наган (Зап. Монголия). *Геология и геофизика*, **38**(12), 1949–1954.
- Белковский А.И., Селиверстов Г.Ф.** (1976) О формационной принадлежности Суроямского щелочно-ультраосновного массива (Средний Урал). *Доклады АН СССР*, **230**(3), 660–663.
- Власов Е.А., Ульянов А.А., Мочалов А.Г.** (2002) Окислы элементов платиновой группы из россыпи ручья Ледяной (Корякия, Россия) / Минералогия. Минералы и парагенезисы минералов. С.-Петербург, Наука, 13–14.
- Григорьева А.В., Дамдинов Б.Б., Служеникин С.Ф.** (2018) Рудная минерализация в ультрабазитах и метасоматитах Оспинско-Китойского Массива (Восточный Саян). *Геология рудных месторождений*, **60**(2), 141–163.
- Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Ганин В.А. Гриневич Н.Г.** (2005) Проявления ЭПГ-минерализации в Бураковском расслоенном комплексе (Южная Карелия, Россия). *Геология рудных месторождений*, **47**(4), 315–341.
- Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В.** (2009) Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия). *Геология рудных месторождений*, **5**(6), 520–530.
- Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П.** (1986) Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах. *Геология рудных месторождений*, **5**, 16–33.
- Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М.** (1985) Химические составы породообразующих и акцессорных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Часть 2. Минералы платиновых элементов. Магадан, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 60 с.
- Жилин И.В.** (2006) Au-Pt-Pd специализация апатит-титаномagnetитовых руд Суроямского щелочно-ультраосновного массива (Западный склон Урала). *Металлогения древних и современных океанов-2006. Условия рудообразования*. Миасс: ИМин УрО РАН, 214–217.
- Жилин И.В., Пучков В.Н.** (2009) Геология и рудоносность Нязепетровской зоны (Средний Урал). Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 184 с.
- Иванов О.К.** (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург, Уральский государственный университет, 488 с.
- Козлов А.П., Чантурия В.А., Сидоров Е.Г., Толстых Н.Д., Телегин Ю.М.** (2011) Крупнообъемные рудные месторождения платины в зональных базит-ультрабазитовых комплексах урало-алаянского типа и перспективы их освоения. *Геология рудных месторождений*, **53**(5), 419–437.
- Кривовичев В.Г.** (2021) Минеральные виды. СПб, СПбГУ, 600 с.
- Кузьмин И.А., Паламарчук Р.С., Калугин В.М., Козлов А.В., Варламов Д.А.** (2020) Хромит-платиновая минерализация клинопироксенит-дунитового массива Жёлтая Сопка, Северный Урал. *Минералогия*, **6**(4), 46–59.
- Орсов Д.А., Толстых Н.Д., Кислов Е.В.** (2001) Минерал состава PtCu₃ из хромититов Оспинско-Китойского гипербазитового массива (В. Саян). *Записки РМО*, **130**(4), 61–71.
- Пучков В.Н., Жилин И.В., Ронкин Ю.Л., Волченко Ю.А., Лепихина О.П.** (2010) Геологическая природа и возраст Суроямского клинопироксенитового массива (Средний Урал). *Доклады Академии наук*, **431**(2), 223–227.
- Рудашевский Н.С., Бураков Б.Е., Малич К.Н., Хаецкий В.В.** (1992) Акцессорная платиновая минерализация хромититов Кондерского щелочно-ультраосновного массива. *Минералогический журнал*, **14**(5), 2–12.
- Савельев Д.Е., Блинов И.А.** (2020) Благороднометальная минерализация в апатит-титаномagnetитовых рудах Суроямского массива (Средний Урал). *Георесурсы*, **22**(4), 98–100.
- Степанов С.Ю.** (2015) Онтогенез минералов платиновой группы в зональных ультраосновных массивах (Средний Урал). *Онтогенез, филогенез и система минералогии*. Миасс: ИМин УрО РАН, 182–186.
- Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев-мл. А.А.** (2020) Морфология, состав и онтогенез минералов платиновой группы в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. *Геология и геофизика*, **61**(1), 60–83.
- Airiyants E.V., Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Belyanin D.K., Ochirov Y.C.** (2022) Platinum-group minerals in the placer of the Kitoy river, East Sayan, Russia. *Minerals*, **12**, 21.
- Grokhovskaya T.L., Karimova O.V., Vymazalová A., Laufek F., Chareev D.A., Kovalchuk E.V., Magazina L.O., Rassulov V.A.** (2019) Nipalarsite, Ni₈Pd₃As₄, a new platinum-group mineral from the Monchetundra Intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Mineralogical Magazine*, **83**(6), 837–845.
- Harris D.C., Cabri L.J.** (1991) Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision. *The Canadian Mineralogist*, **29**, 231–237.
- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D.** (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, **97**, 2031–2048.
- Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S., Sidorov E.G., Abersteiner A., Chubarov V.M.** (2020) Silicate inclusions in isoferroplatinum: Constraints on the origin of platinum mineralization in podiform chromitites. *Ore Geology Reviews*, **119**, 103367.
- Kutyrev A.V., Sidorov E.G., Kamenetsky V.S., Chubarov V.M., Chayka I.F., Abersteiner A.** (2021)

Platinum mineralization and geochemistry of the Matysken zoned Ural-Alaskan type complex and related placer (Far East Russia). *Ore Geology Reviews*, **130**, 103947.

Nishio-Hamane D., Saito K. (2020) Tommaeite, IMA 2019-129. CNMNC Newsletter No. 55. *Mineralogical Magazine*, **84**.

Nishio-Hamane D., Saito K. (2022) Platinum-group minerals in the placer deposit in northwestern Hokkaido, Japan: description of a new mineral, tommaeite. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **117**. (in press)

Oberti R., Boiocchi M., Hawthorne F.C., Ciriotti M.E. (2018) Magnesio-hornblende from Lüderitz (Namibia): mineral description and crystal chemistry. *Mineralogical Magazine*, **82**, 1253–1259.

Orsoev D.A., Kislov E.V., Tolstykh N.D. (2000) PGE mineralization in the chromitites of the Ospa-Kitoy ultramafic massif, Eastern Sayan, Russia. *Proceedings of ICAM 2000: Applied mineralogy in research, economy, technology and culture*. Goettingen, 387–390.

Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M. (2002) Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East. *Ore Geology Reviews*, **20**(1), 1–25.

Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Kozlov A.P. (2004) Platinum-group minerals in lode and placer deposits associated with the Ural-Alaskan-type Gal'moenan complex, Koryak-Kamchatka Platinum Belt, Russia. *The Canadian Mineralogist*, **42**(2), 619–630.

Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Y. (2015) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore Geology Reviews*, **67**, 234–243.

Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V.A., Krasner Y.D. (2017) Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources. *Ore Geology Reviews*, **85**, 299–320.

References

Agafonov L.V., Lesnov F.P. (1997) [Platinoids in websterites from the Naran massif of mafic and ultramafic rocks (Western Mongolia)]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, **38**(12), 1949–1954. (in Russian)

Airiyants E.V., Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Belyanin D.K., Ochirov Y.C. (2022) Platinum-group minerals in the placer of the Kitoy river, East Sayan, Russia. *Minerals*, **12**, 21.

Belkovsky A.I., Seliverstov G.F. (1976) [Formation conditions of the Suoyam alkaline-ultrabasic massif (Central Urals)]. *Doklady Akademii Nauk SSSR [Doklady Academy of Sciences USSR]*, **230**(3), 660–663. (in Russian)

Distler V.V., Kryachko V.V., Laputina I.P. (1986) [Evolution of platinum metals assemblages in the Alpine-type ultramafic rocks]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, **5**, 16–33 (in Russian).

Dmitrenko G.G., Mochalov A.G., Palandjan S.A., Goryacheva E.M. (1985) [Chemical compositions of rock-forming and accessory minerals of Alpine-type ultramafic rocks of the Koryak Highland. Part 2. Minerals of platinum-group elements]. Magadan, SVKNII SVNC AN SSSR, 60 p. (in Russian).

Grigor'eva A.V., Damdinov B.B., Sluzhenikin S.F. (2018) Ore mineralization in ultramafic and metasomatic rocks of the Ospin-Kitoy massif, eastern Sayan. *Geology of Ore Deposits*, **60**(2), 121–141.

Grokhovskaya T.L., Karimova O.V., Vymazalová A., Laufek F., Chareev D.A., Kovalchuk E.V., Magazina L.O., Rassulov V.A. (2019) Nipalarsite, $\text{Ni}_8\text{Pd}_3\text{As}_4$, a new platinum-group mineral from the Monchetundra Intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Mineralogical Magazine*, **83**(6), 837–845.

Grokhovskaya T.L., Lapina M.I., Ganin V.A., Grinevich N.G. (2005) PGE mineralization in the Burakovsk layered complex, southern Karelia, Russia. *Geology of Ore Deposits*, **47**(4), 283–308.

Grokhovskaya T.L., Lapina M.I., Mokhov A.V. (2009) Assemblages and genesis of platinum-group minerals in low-sulfide ores of the Monchetundra deposit, Kola Peninsula, Russia. *Geology of Ore Deposits*, **5**(6), 467–485.

Harris D.C., Cabri L.J. (1991) Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision. *The Canadian Mineralogist*, **29**, 231–237.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, **97**, 2031–2048.

Ivanov O.K. (1997) [Concentrically-zoned pyroxenite-dunite massifs of the Urals]. Yekaterinburg, Urals State University, 488 p. (in Russian).

Kozlov A.P., Chanturiya V.A., Sidorov E.G., Tolstykh N.D., Telegin Yu.M. (2011) Large-volume platinum ore deposits in zonal mafic-ultramafic complexes of the Ural-Alaskan type and the outlook for their development. *Geology of Ore Deposits*, **53**(5), 374.

Krivovichev V.G. (2021) [Mineral species]. St. Petersburg, St. Petersburg State University, 600 p. (in Russian).

Kutyrev A.V., Kamenetsky V.S., Sidorov E.G., Abersteiner A., Chubarov V.M. (2020) Silicate inclusions in isoferroplatinum: Constraints on the origin of platinum mineralization in podiform chromitites. *Ore Geology Reviews*, **119**, 103367.

Kutyrev A.V., Sidorov E.G., Kamenetsky V.S., Chubarov V.M., Chayka I.F., Abersteiner A. (2021) Platinum mineralization and geochemistry of the Matysken zoned Ural-Alaskan type complex and related placer (Far East Russia). *Ore Geology Reviews*, **130**, 103947.

Kuzmin I.A., Palamarchuk R.S., Kalugin V.M., Kozlov A.V., Varlamov D.A. (2020) [Chromite-platinum mineralization of clinopyroxenite-dunite massif Zheltaya Sopka, North Ural]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **6**(4), 46–59 (in Russian).

- Nishio-Hamane D., Saito K.** (2020) Tomamaeite, IMA 2019-129. CNMNC Newsletter No. 55. *Mineralogical Magazine*, **84**.
- Nishio-Hamane D., Saito K.** (2022) Platinum-group minerals in the placer deposit in northwestern Hokkaido, Japan: description of a new mineral, tomamaeite. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **117**. (in press)
- Oberti R., Boiocchi M., Hawthorne F.C., Ciriotti M.E.** (2018) Magnesio-hornblende from Lüderitz (Namibia): mineral description and crystal chemistry. *Mineralogical Magazine*, **82**, 1253–1259.
- Orsoev D.A., Kislov E.V., Tolstykh N.D.** (2000) PGE mineralization in chromitites of the Ospin-Kitoy ultramafic massif, Eastern Sayan, Russia. *Proceedings of ICAM 2000: Applied mineralogy in research, economy, technology and culture*. Goettingen, 387–390.
- Orsoev D.A., Tolstykh N.D., Kislov E.V.** (2001) [Mineral composition PtCu₃ from chromitites of the Ospin-Kitoy ultramafic massif (Eastern Sayan)]. *Zapiski Vserossiiskogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, [Proceedings of the Russian Mineralogical Society], **130**(4), 61–71. (in Russian).
- Puchkov V.N., Zhilin I.V., Ronkin Yu.L., Volchenko Yu.A., Lepikhina O.P.** (2010) The nature and age of the Suroyam clinopyroxenite massif (Middle Urals). *Doklady Earth Sciences*, **431**(1), 294–298.
- Rudashevsky N.S., Burakov B.E., Malich K.N., Khaetsky V.V.** (1992) [Accessory Pt mineralization in chromitites of the Konder alkali-ultramafic massif.] *Mineralogicheskii zhurnal* [Mineralogical Journal], **14**(5), 12–22 (in Russian).
- Saveliev D.E., Blinov I.A.** (2020) [Precious metal mineralization in apatite-titanomagnetite ores of the Suroyam massif (Central Urals)]. *Georesursy* [Georesources], **22**(4), 98–100. (in Russian).
- Stepanov S.Yu.** (2015) [Ontogenesis of platinum-group minerals of zoned ultramafic massifs (Central Urals)]. *Ontogenez, filogenez i sistema mineralogii* [Ontogenesis, Phylogenesis, and System of Mineralogy]. Miass: IMin UrO RAN, 182–186. (in Russian).
- Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Antonov A.V., Kozlov A.V., Varlamov D.A., Khanin D.A., Zolotarev A.A., Jr.** (2020) Morphology, composition, and ontogenesis of platinum-group minerals in chromitites of zoned clinopyroxenite-dunite massifs the Middle Urals. *Russian Geology and Geophysics*, **61**(1), 47–67.
- Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M.** (2002) Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East. *Ore Geology Review*, **20**(1), 1–25.
- Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Kozlov A.P.** (2004) Platinum-group minerals in lode and placer deposits associated with the Ural-Alaskan-type Gal'moenan complex, Koryak-Kamchatka Platinum Belt, Russia. *The Canadian Mineralogist*, **42**(2), 619–630.
- Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Y.** (2015) Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt. *Ore Geology Reviews*, **67**, 234–243.
- Vlasov E.A., Ulyanov A.A., Mochalov A.G.** (2002) [Platinum-group element oxides from a placer of the Ledianoy Stream, Koryakia, Russia]. In: *Mineralogiya. Mineraly i mineralnye paragenезisy* [Mineralogy. Minerals and Mineral Parageneses]. St. Petersburg, Nauka, 13–14 (in Russian).
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V.A., Krasner Y.D.** (2017) Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources. *Ore Geology Reviews*, **85**, 299–320.
- Zhilin I.V.** (2006) [Au-Pt-Pd mineralization of apatite-titanomagnetite ores of the Suroyam alkali-ultramafic massif (western slope of the Urals)]. *Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov-2006. Usloviya rudoobrazovaniya* [Metallogeny of ancient and modern oceans-2006. Formation conditions]. Miass: IMin UrO RAN, 214–217. (in Russian).
- Zhilin I.V., Puchkov V.N.** (2009) [Geology and ore potential of the Nyazepetrovsk zone (Central Urals)]. Ufa: DizainPoligrafServis, 184 p. (in Russian).

УДК 549.7 (234.853)

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-2

О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ «УРАНПИРОХЛОРА» И ФТОРКАЛЬЦИОПИРОХЛОРА В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ ВИШНЁВЫХ ГОР НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В.И. Попова, В.А. Попов, И.А. Блинов, В.А. Котляров, С.М. Лебедева

¹ Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; popov@mineralogy.ru

Статья поступила в редакцию 06.08.2021 г., принята к печати 19.04.2022 г.

A SEQUENCE OF FORMATION OF «URANPYROCHLORE» AND FLUOROCALCIOPYROCHLORE IN ALKALI PEGMATITES FROM THE VISHNEVYE MOUNTAINS, SOUTH URALS

V.I. Popova, V.A. Popov, I.A. Blinov, V.A. Kotlyarov, S.M. Lebedeva

¹ South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Institute of Mineralogy
Miass, Chelyabinsk region, 456317 Russia; popov@mineralogy.ru

Received 06.08.2021, accepted 19.04.2022

Аннотация. Рассмотрена последовательность образования разных по морфологии и составу кристаллов пирохлора в агрегате с ильменитом и полевыми шпатами из нефелин-полевошпатового пегматита на г. Долгой (Вишнёвые горы, Южный Урал): измененного желтовато-зеленого «уранпирохлора» с содержанием UO_3 7.62–42.44 мас. % в разных участках кристалла, а также фторкальциопирохлора, ферсмита и ассоциирующих минералов. Изменения «уранпирохлора» проявлены в ферсмитизации и окремнении в отличие от более поздних фторкальциопирохлора и ферсмита. Приведены составы и КР-спектры измененного «уранпирохлора» и позднего фторкальциопирохлора.

Ключевые слова: титанониобаты, «уранпирохлор», фторкальциопирохлор, ферсмит, последовательность образования, Вишнёвые горы, Южный Урал.

Abstract. The sequence of formation of pyrochlore crystals of various morphology and composition is considered in an aggregate with ilmenite and feldspar from nepheline-feldspar pegmatite at Mt. Dolgaya (Vishnevye Mountains, South Urals): altered yellowish green «uranium pyrochlore» with a UO_3 content of 7.62–42.44 wt. % in different parts of the crystal, as well as fluorocalciopyrochlore, fersmite, and associated minerals. The alteration of «uranpyrochlore» includes fersmitization and silicification in contrast to relatively late fluorocalciopyrochlore and fersmite. The compositions and Raman spectra of altered «uranpyrochlore» and later fluorocalciopyrochlore are given.

Keywords: titanoniobates, «uranpyrochlore», fluorocalciopyrochlore, fersmite, formation sequence, Vishnevye Mountains, Southern Urals.

Для цитирования: Попова В.И., Попов В.А., Блинов И.А., Котляров В.А., Лебедева С.М. О последовательности образования «уранпирохлора» и фторкальциопирохлора в щелочных пегматитах Вишнёвых гор на Южном Урале, Средний Урал. Минералогия, 8(2), 15–22. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-2

For citation: Popova V.I., Popov V.A., Blinov I.A., Kotlyarov V.A., Lebedeva S.M. A sequence of formation of «uranpyrochlore» and fluorocalciopyrochlore in alkali pegmatites from the Vishnevye Mountains, South Urals. Mineralogy, 8(2), 15–22. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-2.

Введение

Вишнёвые горы на Южном Урале с XIX в. известны открытием и обработкой россыпей золота и циркона в долинах рек Большой Маук и Горькая, а позднее – добычей полевого шпата, циркона и ниобиевых руд из жил щелочных пегматитов, вскрытых карьерами и подземными горными выработками шахты «Капитальная». С 1993 г. полевошпатовое и нефелин-полевошпатовое сырье добывается в Полевошпатовом карьере (ныне карьер «Надежда») на горах Долгой и Кобелева. Этими карьерами в миаскитах вскрыты многочисленные жильные тела щелочных пегматитов с разнообразной минерализацией.

Ранее отмечалось, что пироксид из сиенитовых пегматитов характеризуется повышенным содержанием урана (Иванов и др., 1944). В миаскитовых пегматитах Курочкина Лога и горы Каравай на схемах последовательности выделения минералов Э.М. Бонштедт-Куплетская (1951) указывала две генерации пироксидов, а урансодержащий пироксид («гатчеттолит») с содержанием 3.33 мас. % U_3O_8 отмечен в центральной части кристалла из жилы № 5 на г. Каравай. В центральных участках темно-зеленых, зеленых и желто-зеленых кристаллов бетафита с содержанием ~ 20 мас. % UO_3 из полевошпатовых, биотит-полевошпатовых и кварц-полевошпатовых пегматитов выявлен существенный дефицит катионов в позиции А. Рассчитанная нами формула одного анализа из работы (Еськова и др., 1964, табл. 27, ан. 2) имеет вид $(\square Ca_{0.48} U_{0.26} Mg_{0.02} Mn_{0.02} REE_{0.11} \Sigma_{0.89} (Nb_{1.03} Ti_{0.87} Ta_{0.02} Fe^{3+}_{0.08} \Sigma_{2.00} O_{5.67} \cdot 1.64H_2O$ (Попова и др., 2018).

В севитах-I (силикокарбонатитах) Центральной щелочной полосы Вишнёвогорского массива отмечался черный «уранпироксид» с содержанием U_3O_8 14.5–23.8 мас. % и возрастом 378 ± 4.9 млн лет (Недосекова, Беляцкий, 2012). Последующие преобразования пород и щелочных пегматитов связываются с уральской коллизией (~350–250 млн лет) и постколлизийным растяжением (~250–230 млн лет) с формированием жил с фторкальций-пироксидом (Недосекова и др., 2020), т. е. почти через 130 млн лет после «уранпироксидов».

Ранее в обзорной монографии «Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала» (Левин и др., 1997) приведены средние составы пироксидов из карбонатитов расположенного южнее Потанинского месторождения ниобиевых руд. Отмечалось, что составы черных и коричнево-черных пироксидов характе-

ризуются повышенными содержаниями U_3O_8 (до 23 мас. %) и TiO_2 (до 10 мас. %) и минералы нередко имеют позднюю «кайму» коричнево-красного пироксидов с меньшими содержаниями U_3O_8 (<10 мас. %) и TiO_2 (до 1–3 мас. %).

В 2014 г. в Вишнёвых горах в щелочном пегматите из карьера на г. Долгой нами были встречены образцы с разными по морфологии пироксидов; целью статьи является исследование их взаимоотношений и состава.

Материалы и методы исследования

Образцы отобраны в северо-западном уступе Полевошпатового карьера на горизонте 372 м на участке с координатами 55°59'4" с.ш., 60°37'30" в.д. из нефелин-полевошпатового пегматита с редкоземельно-редкометалльными минералами (рис. 1).

Образец оптически исследован в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН. Состав минералов определен с использованием СЭМ РЭММА-202М с ЭДС LZ-5 Link с Si-Li-детектором (ускоряющее напряжение 20 кВ, аналитик В.А. Котляров) и VEGA3 TESCAN SBU с ЭДА Oxford Instruments X-act (ускоряющее напряжение 20 кВ, время набора спектра 120 с, аналитик И.А. Блинов). Для части зерна желтовато-зеленого «уранпироксидов» получены карты распределения элементов (аналитик И.А. Блинов). Рентгенограмма порошка «уранпироксидов» снята на дифрактометре Shimadzu XRD-6000, $CuK\alpha$ -излучение с графитовым монохроматором, скорость съемки 1°/мин. (П.В. Хворов). Спектры комбинационного рассеяния (КР) минералов получены на спектрометре iNR 320 LabRAM с He-Ne лазером (длина волны возбуждения 632.8 нм), спектральная ширина щели 2 cm^{-1} (аналитик С.М. Лебедева). КР спектры минералов диагностированы с использованием базы данных RRUFF (<http://rruff.info>) и полученных данных о химическом составе минералов.

Результаты исследования

В 2017 г. в одном из образцов (№ В-30, размер $5 \times 3 \times 2$ см) в агрегате ильменита с полевыми шпатами выявлены два отличающихся по внешнему виду минерала. Наиболее интересно включение размером ~ 5 мм желтовато-зеленого зерна урансодержащего титанониобата-1 (далее – «уранпироксидов») с серией секущих трещин, часть которых прослеживает-



Рис. 1. Вид северо-западной части Полевошпатового карьера в 2014 г. на г. Долгой и уступа горизонта 372 м. На заднем плане – г. Кобелева. Красным кругом обозначено место отбора образца.

Fig. 1. [Northwestern part of the Polevoshpatovy (Fedlspar) quarry at Mt. Dolgaya in 2014 and the ledge of a horizon of 372 m.

Background – Mt. Kobeleva. Red circle marks a sampling area.

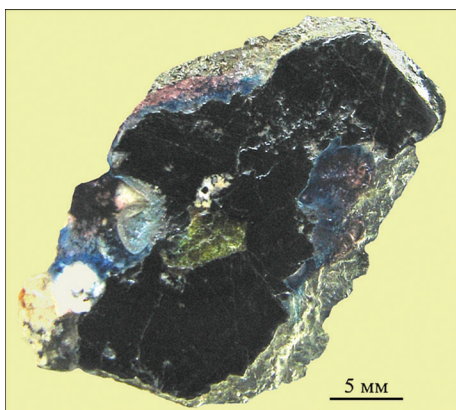


Рис. 2. Зерно измененного желтовато-зеленого «уранпирохлора» (в центре) в ильмените (черное) с мелкими вростками полевых шпатов, аннита, коричневого фторкальциопирохлора, ферсмита, галенита и цеолитов.

Fig. 2. Grain of altered yellowish green «uranpyrochlore» (in the center) in ilmenite (black) with small inclusions of feldspars, annite, brown fluorocalciopyrochlore, fersmite, galena and zeolites.

ся в ильмените (рис. 2). Вокруг «уранпирохлора» в ильмените видны и дополнительные радиальные трещины, вероятно, возникшие в результате увеличения объема «уранпирохлора» при метамиктном преобразовании.

В ильменит-полевошпатовом агрегате этого образца в ассоциации с ферсмитом выявлены мелкие кристаллы (0.05–0.5 мм) пирохлора-2 – коричневого фторкальциопирохлора, почти не содержа-

щего урана. Такое близкое нахождение в едином минеральном агрегате разных по виду и составу пирохлоров в щелочном пегматите Вишнёвых гор встречено впервые. В ильменит-полевошпатовом агрегате дополнительно выявлены вростки анальцима, флогопита, вермикулита, селадонита, галенита, рутила и цеолитов.

Желтовато-зеленое зерно «уранпирохлора» с участками собственных граней (частично – с индукционными поверхностями с ильменитом и полевыми шпатами) характеризуется неоднородностью цвета и трещиноватостью (рис. 3).

Для участка зерна получены карты распределения содержаний Nb, Ti, U, Ca, Na, K, Fe, Y, Si, Al, O и F (рис. 4). Периферическая часть этого участка измененного зерна «уранпирохлора» немного обогащена Nb, Si, Fe, но обеднена U, Ca и Al. На внешней поверхности зерна «уранпирохлора» выявлены наросты шамозита, аннита, калиевого полевого шпата, альбита и натролита, а в полостях тонких трещин – отдельные микрозерна уранпирохлора и флюорита.

Дифрактограмма микроколичества желтовато-зеленого зерна «уранпирохлора» характеризовалась галло (без пиков), как у метамиктного материала. В его химическом составе выявлены вариации содержаний CaO , Nb_2O_5 , F и суммы анализов. Характерны повышенные содержания UO_3 , TiO_2 , SiO_2 и примеси Al_2O_3 при пониженных – Na_2O , CaO и F (таблица, ан. 1g–4j, рис. 3б).

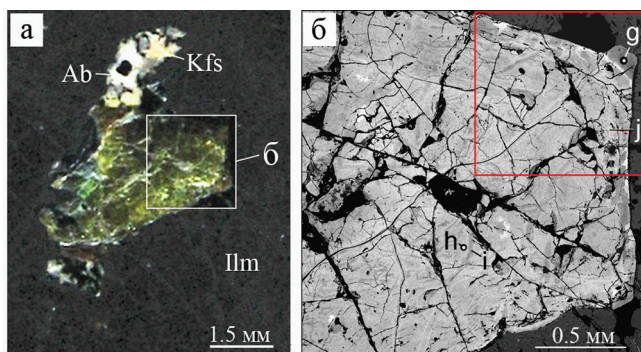


Рис. 3. Участки исследования состава желтовато-зеленого зерна измененного «уранпироклора» (а, б) в агрегате ильменита с полевыми шпатами из пегматита г. Долгой.

а – отраженный свет; б – BSE фото (красным окомурен участок элементного картирования); g, h, i, j – точки анализа в таблице. Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ilm – ильменит.

Fig. 3. Areas of study of the composition of the yellowish green grain of altered «uranpyrochlore» (a, б) in the ilmenite aggregate with feldspars from pegmatite of Mt. Dolgaya.

a – reflected light; б – BSE photo (red square, area of elemental mapping); g, h, i, j – analytical points (Table). Ab – albite, Kfs – K-feldspar, Ilm – ilmenite.

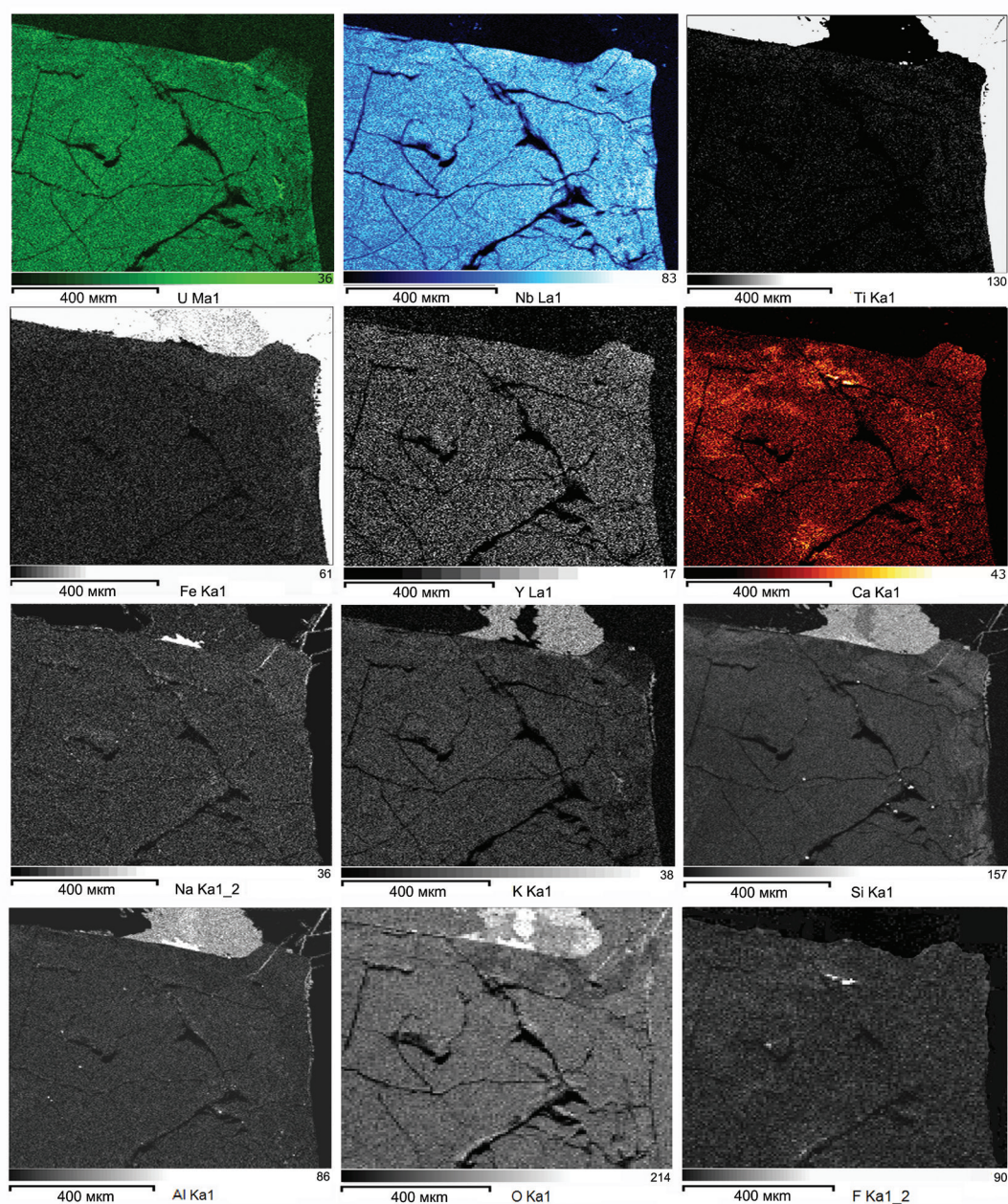


Рис. 4. Карты распределения элементов в исследованном участке «уранпироклора».

Fig. 4. Elemental maps in the studied area of the «uranpyrochlore» grain.

Таблица

Химический состав (мас. %) измененного желтовато-зеленого «уранпирохлора» (1g–4j), ферсмита (5a, 6b) и коричневого фторкальциопирохлора (7c–10f)

Table

Chemical composition (wt. %) of altered yellowish green «uranpyrochlore» (1g–4j), fersmite (5a, 6b), and brown fluorocalciopyrochlore (7c–10f)

№ ан.	Na ₂ O	CaO	SrO	FeO	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	UO ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	F	Сумма
1g	0.89	6.46	3.26	1.54	—	—	0.80	7.66	44.56	1.74	6.40	10.76	1.20	0.90	87.03
2h	—	9.37	1.02	—	—	—	0.34	20.40	43.01	0.90	6.53	4.70	0.65	1.22	88.14
3i	—	10.04	0.88	—	—	—	0.44	16.12	45.74	1.28	6.29	5.97	1.00	1.65	89.41
4j	—	4.54	0.50	—	—	0.50	0.51	42.44	32.29	—	3.36	4.06	0.56	—	88.76
5a	1.77	10.85	4.33	0.54	—	—	0.76	—	60.80	—	4.34	3.91	0.40	1.13	89.28
6b	1.73	11.71	4.46	0.23	—	—	0.73	—	61.05	1.39	4.47	4.63	—	1.83	92.23
7c	6.96	16.23	0.55	—	—	0.37	0.74	—	64.15	1.55	3.36	—	—	4.32	98.23
8d	6.67	16.80	0.85	—	1.03	—	0.21	—	62.91	1.84	3.66	—	—	4.36	98.33
9e	6.96	16.55	0.77	—	0.76	—	0.71	0.25	63.21	1.72	3.54	—	—	4.07	98.54
10f	7.50	15.45	0.85	—	0.64	—	0.39	—	65.40	1.68	2.15	—	—	4.42	98.48
№ ан.	Расчетные формулы на сумму катионов Nb, Ta, Ti, Si и Al = 2														
1g	(Ca _{0.37} Sr _{0.15} Na _{0.09} U _{0.09} Fe _{0.09} K _{0.06} Ce _{0.02}) _{0.87} (Nb _{1.07} Si _{0.57} Ti _{0.26} Al _{0.08} Ta _{0.02}) _{2.00} O _{5.42} F _{0.15} · nH ₂ O														
2h	(Ca _{0.67} U _{0.29} Sr _{0.04} Ce _{0.01}) _{1.01} (Nb _{1.29} Ti _{0.33} Si _{0.31} Al _{0.05} Ta _{0.02}) _{2.00} O _{6.20} F _{0.26} · nH ₂ O														
3i	(Ca _{0.65} U _{0.21} Sr _{0.03} Ce _{0.01}) _{0.90} (Nb _{1.26} Si _{0.36} Ti _{0.29} Al _{0.07} Ta _{0.03}) _{2.00} O _{5.92} F _{0.32} · nH ₂ O														
4j	(U _{0.82} Ca _{0.45} Sr _{0.03} Ce _{0.02} La _{0.02}) _{1.34} (Nb _{1.34} Si _{0.37} Ti _{0.23} Al _{0.06}) _{2.00} O _{7.61} · nH ₂ O														
5a	(Ca _{0.66} Na _{0.20} Sr _{0.14} Fe _{0.03} Ce _{0.02} Th _{0.01}) _{1.06} (Nb _{1.56} Si _{0.22} Ti _{0.19} Al _{0.03}) _{2.00} O _{5.74} F _{0.20} · nH ₂ O														
6b	(Ca _{0.70} Na _{0.19} Sr _{0.14} Ce _{0.01} Fe _{0.01}) _{1.05} (Nb _{1.53} Si _{0.26} Ti _{0.19}) _{1.97} O _{5.75} F _{0.32} · nH ₂ O														
7c	(Ca _{1.09} Na _{0.84} Sr _{0.02} Ce _{0.02} La _{0.01}) _{1.98} (Nb _{1.82} Ti _{0.16} Ta _{0.03}) _{2.01} O _{6.49} F _{0.86}														
8d	(Ca _{1.14} Na _{0.82} Sr _{0.03} Y _{0.03} Ce _{0.01}) _{2.03} (Nb _{1.79} Ti _{0.17} Ta _{0.03}) _{1.99} O _{6.55} F _{0.87}														
9e	(Ca _{1.12} Na _{0.85} Sr _{0.03} Y _{0.03} Ce _{0.02} U _{0.003}) _{2.05} (Nb _{1.80} Ti _{0.17} Ta _{0.03}) _{2.00} O _{6.56} F _{0.81}														
10f	(Ca _{1.05} Na _{1.01} Sr _{0.03} Y _{0.02} Ce _{0.01}) _{2.12} (Nb _{1.87} Ti _{0.10} Ta _{0.03}) _{2.00} O _{6.58} F _{0.88}														

Примечание. Образец В-30. Сумма анализов включает 0.86 мас. % K₂O (ан. 1g) и 0.45 мас. % ThO₂ (ан. 5a).

Note. Sample B-30. The analytical sum includes 0.86 wt. % K₂O (an. 1g) and 0.45 wt. % ThO₂ (an. 5a).

За пределами желтовато-зеленого зерна «уранпирохлора» зерна ферсмита и коричневого фторкальциопирохлора характеризуются сложными (индукционными) ограничениями в результате их сокристаллизации с ильменитом, полевыми шпатами и слюдами (рис. 5). Содержание Nb₂O₅ в ферсмите составляет ~60 мас. %, уран не обнаружен; в некоторых анализах присутствует небольшая примесь SiO₂ (рис. 5a; таблица, ан. 5a, 6b); В составе фторкальциопирохлора определены обычные высокие содержания оксидов Ca, Na, Nb, F при меньших – Ti и почти полном отсутствии U (таблица, ан. 7c, 8d, 9e, 10f).

КР-спектры зерен желтовато-зеленого «уранпирохлора» и красновато-коричневого фторкальциопирохлора отличаются (рис. 6). Для сравнения приведены КР-спектры некоторых минералов из базы данных RRUFF – фторкальциопирохлора, ферсмита, гидропирохлора и уранофана.

Обсуждение результатов и выводы

Результаты электронно-микроскопических анализов желтовато-зеленого зерна «уранпирохлора» и карты распределения в нем ряда элементов отражают неоднородность его состава, что более проявлено для U, Nb, Ca, Si, O и F и указывает на минеральные смеси продуктов метамиктного преобразования и частичного отложения некоторых минералов в полостях тонких трещин. Например, анализ № 1g может отражать микрозернистый агрегат, состоящий из смеси ферсмита и, возможно, уранофана и опала. Анализы № 2h (с повышенным содержанием U и меньшим – Si) и № 3i близки смеси ферсмита и уранофана. Анализ № 4j микрозерна размером ~6 мкм наиболее богат ураном и по составу близок оксиуранпирохлору с небольшой примесью Si и Al.

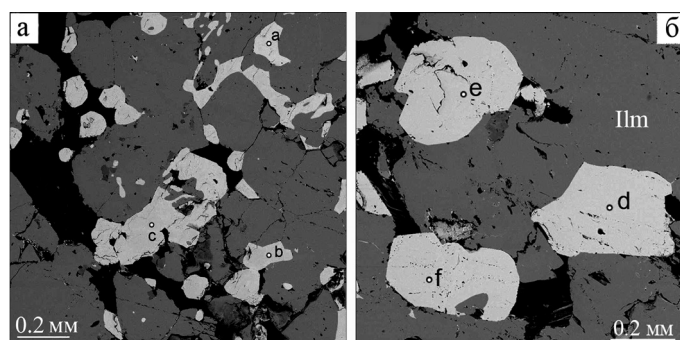


Рис. 5. Зерна красновато-коричневого фторкальциопирохлора (a, d, e, f) и ферсмита (c, b) в агрегате ильменита (Ilm) с полевым шпатом (черное).

Здесь и на рис. 6, образец В-30. BSE фото.

Fig. 5. Small grains of reddish brown fluorcalciopyrochlore (a, d, e, f) and fersmite (c, b) in ilmenite aggregate (Ilm) with feldspar (black).

Here and in Fig. 6, sample B-30. BSE photo.

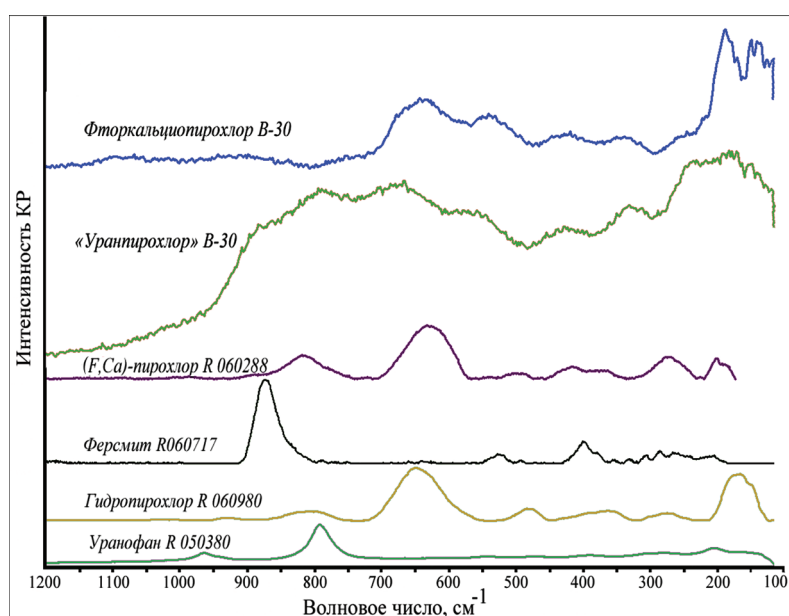


Рис. 6. КР-спектры фторкальциопирохлора и «уранпирохлора» в сопоставлении с КР-спектрами (F-Ca)-пирохлора, ферсмита, гидропирохлора и уранофана из базы RRUFF (<http://rruff.info>).

Fig. 6. Raman spectra of fluorocalciopyrochlore and «uranpyrochlore» in comparison with Raman spectra of (F-Ca)-pyrochlore, fersmithe, hydropyrochlore and uranophane from the RRUFF base (<http://rruff.info>).

За пределами желтовато-зеленого зерна «уранпирохлора» в агрегате ильменита с полевыми шпатами и мелкими зернами флогопита, анальцима, селадонита и рутила химические составы ферсмита и фторкальциопирохлора более обычны (таблица, ан. 7с, 8d, 9е, 10f).

Ранее отмечалось, что в результате метамиктизации и гидратации объем кристаллов пирохлора из жил Вишнёвых гор увеличивается почти на 30 % с развитием радиальных трещинок вокруг них в хрупких минералах, а индивиды слоистых силикатов около кристаллов пирохлора деформируют-

ся с образованием микроскладчатости (Чесноков, 1960). Вопросы стабильности и фазовых превращений кристаллических и метамиктных пирохлоров из карбонатитов Восточного Саяна (вероятно, Белозиминского месторождения) ранее были рассмотрены в обзорной статье В.С. Гайдуковой и Г.А. Сидоренко (1983). Проведенные ими эксперименты по прокаливанию при 1000–1200 °С образцов пирохлора, содержащего 4.00–11.81 мас. % UO_3 , показали, что в некоторых из них рентгенографически и под электронным микроскопом выявлены либо пирохлор с ферсмитом, либо только ферсмит.

Исследованное нами включение измененного желтовато-зеленого «уранпирохлора» в ильмените из Вишнёвых гор в процессе микроэлементного картирования под электронным микроскопом частично «вспухло» и раскрошилось; его микроколичество рентгеноаморфно. Можно предполагать, что при изменении температуры минералообразования первичное зерно «уранпирохлора» претерпело метамиктные превращения, что привело к увеличению его объема и изменению состава с новообразованием нанозернистого полиминерального агрегата. Морфологические признаки минерального агрегата изученного образца из Вишнёвых гор указывают, что при образовании пирохлоровой минерализации в нефелин-полевошпатовом пегматите последовательно кристаллизовались три разных титанониобата: ранний желтовато-зеленый «уранпирохлор» и более поздние коричневый фторкальциопирохлор и ферсмит в агрегате ильменита с полевыми шпатами и аннитом. Ранее отмечалось (Недосекова и др., 2020), что в силикокарбонатитах Центральной щелочной полосы Вишнёвогорского массива черный уранпирохлор с содержанием U_3O_8 14.5–23.8 мас. % имеет возраст 378 ± 4.9 млн лет, а жильная минерализация с фторкальциопирохлором – 250–230 млн лет. Приведенный нами пример локализации в едином минеральном агрегате «уранпирохлора» и фторкальциопирохлора (практически без урана) с индукционными границами сокристаллизации с ильменитом и полевыми шпатами указывает на их последовательное образование при близком относительном возрасте.

Работа выполнена по теме государственного задания Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № АААА-А21-121012090018-3.

Литература

Бонштедт-Куплетская Э.М. (1951) Минералогия щелочных пегматитов Вишнёвых гор. М., АН СССР, 170 с.

Гайдукова В.С., Сидоренко Г.А. (1983) О стабильности и фазовых превращениях пирохлора. Новые данные о минералах СССР. Труды Минералогического музея, 31, 31–41.

Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. (1964) Минералогия и геохимия редких элементов Вишнёвых гор. М., Наука, 319 с.

Иванов А.А., Боровский И.Б., Ярош Н.А. (1944) Ниобийсодержащие минералы Вишнёвых гор на Урале. Труды Горно-геологического института УФАИ СССР, 5, 1–20.

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. (1997). Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург, Уралгеолком, 274 с.

Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишнёвогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf данные. Доклады Академии наук, 446(1), 71–76.

Недосекова И.Л., Коротеев В.А., Баянова Т.Б., Серов П.А., Попова В.И., Червяковская М.В. (2020) О возрасте пирохлоровых карбонатитов Ильмено-Вишнёвогорского щелочного комплекса, Южный Урал (по данным Sm-Nd и Rb-Sr изотопных методов). Литосфера, 20(4), 486–498.

Попова В.И., Попов В.А., Блинов И.А., Котляров В.А. (2018) Новые данные о пирохлорах щелочных пегматитов и рудных зон Вишнёвых гор (Южный Урал). Минералогия, 4(3), 46–60.

Чесноков Б.В. (1960) Сравнительная характеристика физических свойств кристаллических и метамиктных пирохлоров Вишнёвых гор. Материалы по геологии и разведке полезных ископаемых Урала. Труды СГИ, 37. Госгеолтехиздат, 183–191.

References

Bonstedt-Kupletskaya E.M. (1951) [Mineralogy of alkali pegmatites of the Vishnevy Mountains]. Moscow, AN SSSR, 176 p. (in Russian)

Chesnokov B.V. (1960) [Comparative characteristics of physical properties of crystalline and metamict pyrochlore of the Vishnevy Mountains]. Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Urala. Trudy SGI [Materials on Geology and Exploration of the Urals. Proceedings of the Sverdlovsk Mining Institute], 37, 183–191. (in Russian)

Es'kova E.M., Zhabin A.G., Muchitdinov G.N. (1964) [Mineralogy and geochemistry of rare elements of the Vishnevy Mountains]. Moscow, Nauka, 319 p. (in Russian)

Gaydukova V.S., Sidorenko G.A. (1983) [Stability and phase transformations of pyrochlore]. Novye dannye o mineralakh SSSR. Trudy Mineralogicheskogo muzeya [New data on minerals of USSR. Proceedings of the Mineralogical Museum], 31, 31–41. (in Russian)

Ivanov A.A., Borovsky I.B., Yarosh N.A. (1944) [Nb-bearing minerals of the Vishnevy Mountains in the Urals]. Trudy gorno-geologicheskogo instituta UFAN SSSR [Proceedings of the Mining and Geological Institute UB AN UdSSR], 5, 1–18. (in Russian)

Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.S., Kiselev A.P. (1997) [Alkali-carbonatite complexes of the Urals]. Yekaterinburg, Uralgeolkom, 274 p.

Nedosekova I.L., Belyatsky B.V. (2012) Age and substance sources of the Ilmeno-Vishnevogorsky alkaline complex (South Urals): Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Doklady Earth Sciences*, **446**, 1071–1076.

Nedosekova I.L., Koroteev V.A., Bayanova T.B., Serov P.A., Popova V.I., Chervyakovskaya M.V. (2020) [Age of pyrochlore carbonatites from the Ilmeno-Vishnevogorsky alkaline complex, South Urals: insights from Rb-Sr and Sm-Nd isotope data]. *Litosfera [Litosphere]*, **20**(4), 486–498. (in Russian)

Popova V.I., Popov V.A., Blinov I.A., Kotlyarov V.A. (2018) [New data on pyrochlore of alkali pegmatites and ore zones of the Vishnevye Mountains (Southern Urals)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **4**(3), 46–60. (in Russian)

УДК 549.0 (470.55)

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-3

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ СУГУРСКОГО МЕДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В.А. Попов, М.А. Рассомахин, В.И. Попова*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии,
г. Миасс Челябинская обл., 456317 Россия; popov@mineralogy.ru*

Статья поступила в редакцию 28.01.2022 г., принята к печати 19.04.2022 г.

NEW DATA ON MINERALOGY OF THE SUGUR COPPER DEPOSIT, SOUTH URALS

V.A. Popov, M.A. Rassomakhin, V.I. Popova*South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,
Institute of Mineralogy, Miass, Chelyabinsk oblast, 456317 Russia; popov@mineralogy.ru*

Received 28.01.2022, accepted 19.04.2022

Аннотация. Обобщены ранние и приведены новые данные о минералах и минеральных парагенезисах Сугурского месторождения меди в Сугурских горах на Южном Урале. Руды месторождения характеризуются широким развитием кальцита, андрадита, диопсида, магнетита, хромита и серпентина совместно с пиритом, халькопиритом, халькозином, пирротинитом, миллеритом и редким бадделейтом. Генезис месторождения ранее рассматривался и как контактово-метасоматический, и как гидротермальный. Новые данные позволяют отнести медную минерализацию к скарново-карбонатитовой системе, проявленной в Карабашском ультрамафитовом массиве.

Ключевые слова: Сугурское месторождение, скарны, карбонатиты, серпентиниты, медная минерализация.

Abstract. The previous and new data on minerals and mineral assemblages of the Sugur copper deposit in the Sugur Mountains of South Urals are summarized. The ores of the deposit host abundant calcite, andradite, diopside, magnetite, chromite and serpentine together with pyrite, chalcopirite, chalcocite, pyrrhotite, millerite, and rare baddeleyite. The genesis of the deposit was previously considered both contact-metasomatic and hydrothermal. The new data allow us to attribute the copper mineralization to a skarn-carbonatite system, which is locally recognized in the Karabash ultramafic massif.

Keywords: Sugur deposit, skarns, carbonatites, serpentinites, copper mineralization.

Для цитирования: Попов В.А., Рассомахин М.А., Попова В.И. Новые данные о минералогии Сугурского медного месторождения на Южном Урале *Минералогия*, **8**(2), 23–36. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-3

For citation: Popov V.A., Rassomakhin M.A., Popova V.I. New data on mineralogy of the Sugur copper deposit, South Urals. *Mineralogy*, **8**(2), 23–36. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-3.

Введение

Сугурское месторождение медных руд известно с 1823 г. и находится на северо-западном склоне Сугурских гор на южной окраине г. Карабаш на Южном Урале (рис. 1). Карабашские медные проявления, приуроченные к контакту известняков

с серпентинитами Соймоновской долины, были известны задолго до находки колчеданных месторождений в зеленосланцевой толще. В геологическом очерке месторождений медных руд на Урале А.Н. Заварицкий (1927) отмечал, что Сугурское месторождение вызывает несомненно большой теоретический интерес. Шахта Сугурская по распоряже-

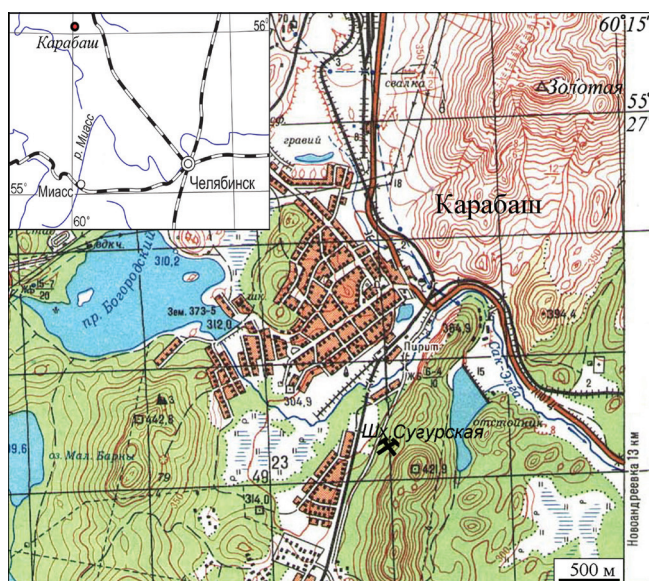


Рис. 1. Географическое положение Сугурской шахты в южной части города Карабаш.

Fig. 1. Geographical location of the Sugur mine in the southern part of the town of Karabash.

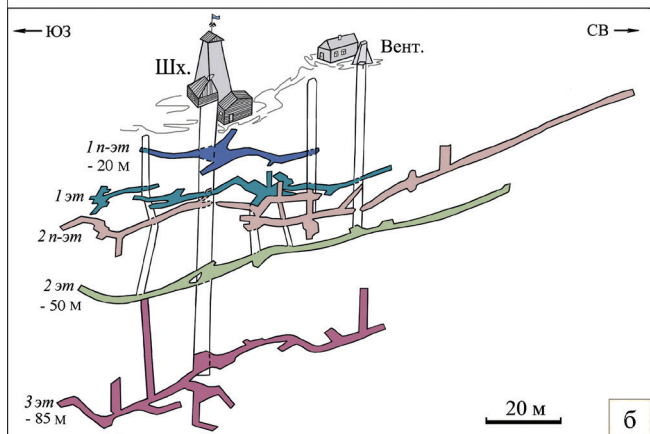


Рис. 2. Сугурская шахта с постройками 1938 г. (а) и схема подземных горных выработок (б) по (Малий, 1940ф).

Fig. 2. Sugur mine with buildings in 1938 (a) and scheme of the underground mines (б) after (Maliy, 1940ф).

нию заводчика Л.И. Расторгуева была пройдена в 1837 г. до глубины 50 м с рассечками на горизонтах 20, 32, 42 и 57 м от устья шахты. Отрабатывались окисленные медные руды с малахитом и самородной медью; в 1840 г. шахта была затоплена (Малий, 1940ф). В 1907 г. шахта откачивалась Кыштымским горным обществом. В 1911–1912 гг. месторождение находилось в английской концессии, шахта была углублена до 87 м, но руды признаны невыгодными, и шахту затопили. Полученные геологические данные (Stikney, 1915) кратко приведены А.Н. Заварицким (1927).

В 1938 г. Южно-Карабашским рудоуправлением Сугурская шахта была откачана и восстановлена (рис. 2). В районе шахты пробурено семь скважин до глубины до 85 м. В 1939–1940 гг. была разбурена геофизическая аномалия к северу от шахты 13-ю скважинами глубиной до 285 м. В 1941 г. дальнейшая отработка месторождения признана экономически нецелесообразной. Отвалы горных пород района шахты экскурсионно посещались специалистами и любителями камня, но в открытую печать никакие сведения не поступали. В 2021 г. нами частично обследованы отвалы Сугурской шахты с отбором минералогической коллекции для дополнительных исследований горных пород и руд. Образцы коллекции изучены оптическими методами, часть образцов обработана слабой соляной кислотой. Охарактеризованы морфология и взаимоотношения минералов; фотографии образцов выполнены В.А. Поповым. СЭМ фото и химический состав минералов получены М.А. Рассомахиным на сканирующем электронном микроскопе СЭМ VEGA3 TESCAN SBU с ЭДА Oxford Instruments X-act.

Геология рудного поля

Сугурское месторождение приурочено к контакту крупного массива ультрамафитов с известняками вдоль западного подножия Сугурских гор (рис. 3), получившего название Сугурский контакт (Малий, 1940ф). В районе месторождения известняки достигают видимой мощности до 150–170 м; простирание восточного контакта известняков с серпентинитами 10–15° с изгибами, особенно южнее шахты. Падение контакта юго-восточное под углом 60–70°, но встречается и пологое падение контакта на запад. В западном контакте известняков с зеленокаменной толщей отмечено небольшое тело серпентинитов мощностью 2–50 м. В 70–80 м к востоку от Сугурской шахты в серпентинитах при-

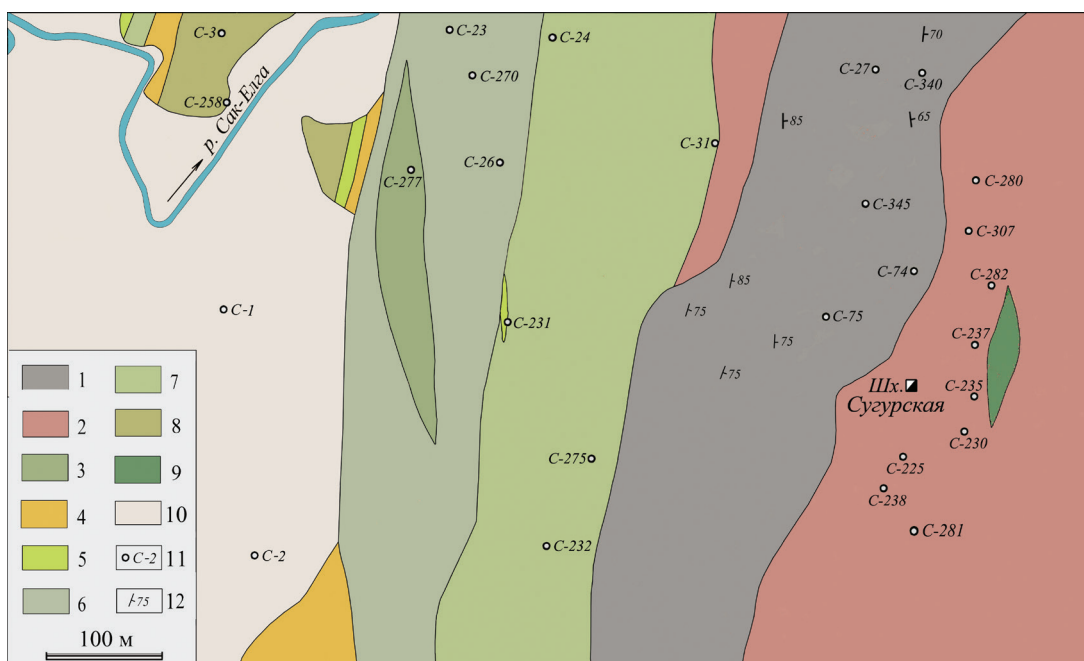


Рис. 3. Геологическая схема района Сугурского месторождения, с упрощениями и дополнениями по (Малий, 1940ф).

1 – известняки; 2 – серпентиниты; 3 – порфировиды; 4–8 – сланцы: кварцево-серицитовые (4), кварц-хлорит-серицитовые (5), кварц-серицит-хлоритовые (6), кварц-хлоритовые (7) и кварц-хлорит-эпидотовые (8); 9 – диориты, 10 – четвертичные отложения; 11 – номера скважин; 12 – элементы залегания.

Fig. 3. Geological scheme of the Sugur deposit, modified after (Maliy, 1940f).

1 – limestone; 2 – serpentine; 3 – porphyritic rocks; 4–8 – schist: quartz-sericite (4), quartz-chlorite-sericite (5), quartz-sericite-chlorite (6), quartz-chlorite (7), quartz-chlorite-epidote (8); 9 – diorite; 10 – Quaternary sediments; 11 – borehole numbers; 12 – bedding elements.

существуют тела жильных диоритов мощностью до 20 м и протяженностью 120 м. Тальк-карбонатные породы развиты по Сугурскому контакту южнее шахты, а также и в северной части месторождения.

В южной части месторождения в скважине № 281 на глубине 135 м на контакте с известняками выявлены гранит-порфиры с жильными телами скарнов с обильной вкрапленностью пирита и халькопирита (рис. 4). Сульфидная минерализация развита вдоль всего контакта серпентинитов с известняками.

Петрографическая характеристика пород месторождения

Петрографическое описание пород района месторождения проводилось в первой четверти XX века А.Н. Заварицким (1927), а в 1940 году – геологом Н.З. Эдельманом (Малий, 1940ф). Их данные дополнены нашими наблюдениями.

Серпентиниты – плотные темно-зеленые, темно-серые и светло-зеленые породы, обычно сильно

рассланцованные и состоящие, в основном, из агрегатов антигорита с редкими зернами талька, кальцита, магнетита, хромита и хлорита. Серпентиниты мелкозернистые, таблитчато-зернистые, мелкие зерна магнетита в серпентините образуют параллельные или извилистые цепочки (рис. 5а, б).

По расположению магнетита и серпентина в псевдоморфозах можно предположить в некоторых первичных породах баститовые псевдоморфозы по энстатиту (рис. 5а, в) либо оливину (рис. 5б). Распространены прожилки и сложные по форме тела с параллельно-шестоватыми агрегатами серпентина (хризотила), образовавшиеся при пластических деформациях породы в процессе серпентинизации (рис. 6), а также плотные мелкозернистые (афанитовые) серпофиты. В некоторых серпентинитах присутствуют крупные зерна хромита, нередко замещенные частично или полностью магнетитом (рис. 7).

В полостях трещин параллельно формировались прожилки заполнения «альпийского типа» с аналогичной минерализацией. В серпентинитах

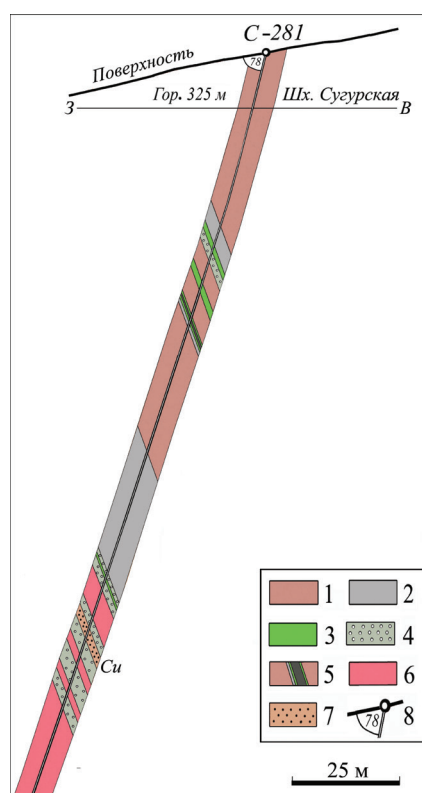


Рис. 4. Геологический разрез по документации скважины № 281 (Малий, 1940ф).

1 – серпентиниты; 2 – карбонатные породы; 3 – эпидот-хлоритовые сланцы; 4 – скарны; 5 – серный колчедан; 6 – гранит-порфиры; 7 – густая вкрапленность сульфидов; 8 – угол наклона скважины.

Fig. 4. Geological section according to borehole no. 281 (Maliy, 1940ф).

1 – serpentinite; 2 – carbonate rocks; 3 – epidote-chlorite schist; 4 – skarn; 5 – massive sulfides; 6 – porphyry granite; 7 – sulfide dissemination; 8 – angle of inclination of the borehole.

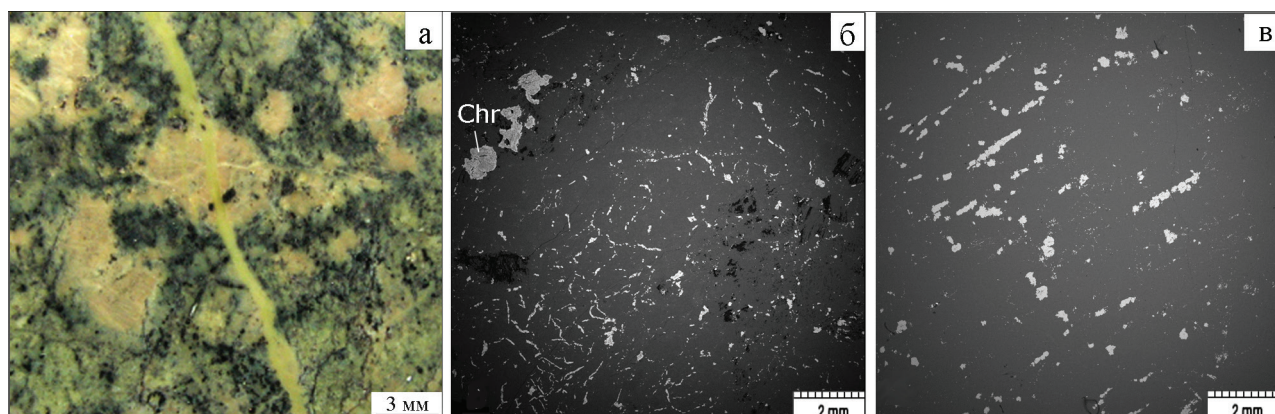


Рис. 5. Серпентинит с псевдоморфозами хризотила по энстатиту с прожилками офита (а); метакристаллы магнетита (белое) в серпентинизированном дуните с хромитом (Chr) (б); метакристаллы магнетита (белое) по спайности серпентинизированного энстатита (бастита) (в).

Рис. а – макрофото; б, в – СЭМ изображения.

Fig. 5. Serpentine with pseudomorphic chrysotile after enstatite with ophite veinlets (a); magnetite metacrystals (white) in serpentinitized dunite with chromite (Chr) (б); magnetite metacrystals (white) along cleavage of serpentinitized enstatite (bastite) (в).

Fig. а – macroscopic image; б, в – SEM image.

эти жилки малозаметны, а в карбонатных породах (карбонатитах?) видны четко (рис. 7).

Известняки белого и светло-серого цвета, средне- и мелкокристаллические, иногда рассланцованные, преимущественно состоят из кальцита. В отдельных шлифах отмечались мелкие зерна кварца, таблочки хлорита, серпентина и серицита,

развитые вдоль трещин деформации. Палеофауна в карбонатных породах Сугурского месторождения не отмечалась, но известна в долине р. Сак-Елга на удалении десятков метров западнее контакта с магматическими телами, где ранее находили нижнедевонские кораллы Favosites (Малий, 1940ф).

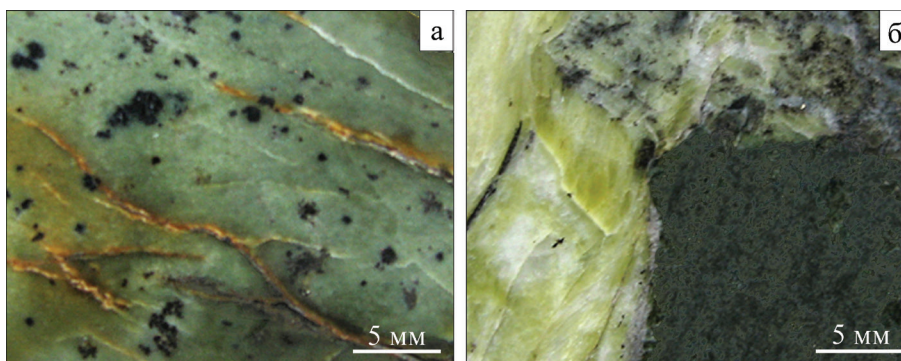


Рис. 6. Серпентинит с хромитом, частично замещенным магнетитом (а); хризотил-асбест (желто-зеленый) с кальцитом в полости деформационного отслоения среди серпентинита (б).

Fig. 6. Serpentinite with chromite partly replaced by magnetite (a); chrysotile-asbestos (yellow-green) with calcite in cavities of serpentinite (b).

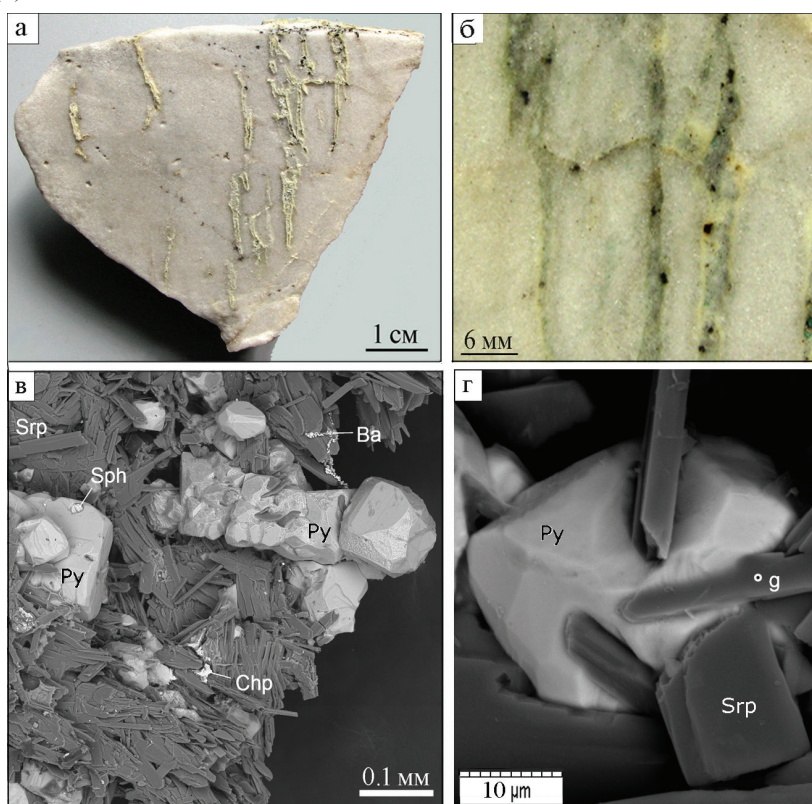


Рис. 7. Кальцитовые карбонатиты с сульфидно-кальцит-серпентиновыми (а, б) и кальцит-пирит-сфалерит-антигоритовыми прожилками с халькопиритом и баритом (в); г – пирит (Py) с вростками антигорита (Srp).

Кальцит растворен в HCl. Рис. а, б – макрофото; в, г – СЭМ изображения. Sph – сфалерит, Ba – барит, Chp – халькопирит.

Fig. 7. Calcite carbonatite with sulfide-calcite-serpentine (a, b) and calcite-pyrite-sphalerite-antigorite veinlets with chalcopyrite and baryte (v); г – pyrite (Py) with antigorite (Srp) ingrowths.

Calcite is dissolved in HCl. Fig. а, б – macroscopic images; в, г – SEM images. Sph – sphalerite, Ba – baryte, Chp – chalcopyrite.

Тальк-карбонатная порода светло-серого цвета, плотная, в некоторых образцах – с заметной сланцеватой текстурой и включениями серпентина и хромита на контактах с серпентинитом. Минеральный состав породы – тальк, магнезит, антигорит, хлорит, магнетит и гематит. С.П. Малий

(1940ф) отмечал листвениты – кварц-карбонатные породы с зеленой слюдой (зоны лиственитизации известны и ССВ Сугурского месторождения).

Плагноклазовый порфирит содержит порфировые включения плагноклаза, замещенного клиноцоизитом; основная масса в породе преобра-

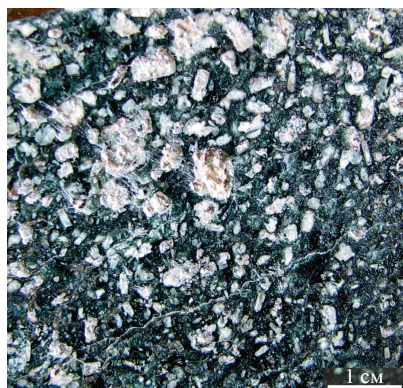


Рис. 8. Зеленокаменно-измененный плагиоклазовый порфирит.

Fig. 8. Altered plagioclase porphyrite.

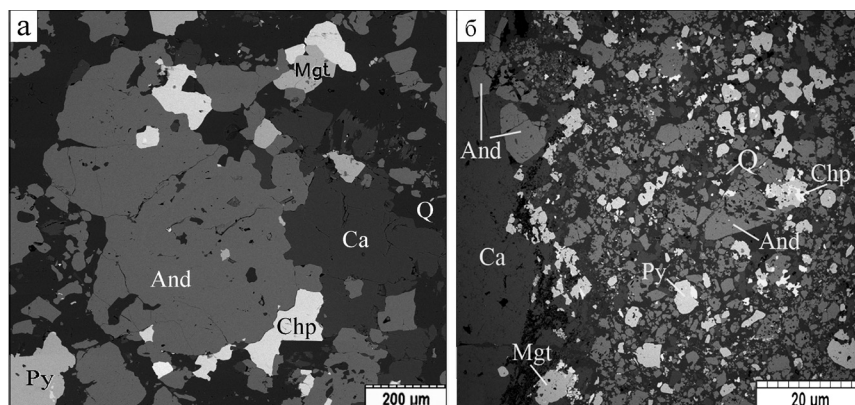


Рис. 9. Скарны неравнозернистой структуры (а, б) с признаками сокристаллизации андрадита (And) с кальцитом (Ca), кварцем (Q), халькопиритом (Chp), пиритом (Py) и магнетитом (Mgt).

Здесь и на рис. 13–20, СЭМ изображения.

Fig. 9. Skarns of inequigranular structure (a, б) with cocrystallized andradite (And), calcite (Ca), quartz (Q), chalcopyrite (Chp), pyrite (Py), and magnetite (Mgt).

Here and in Figs. 13–20, SEM images.

зована в агрегат клиноцоизита с хлоритом и титанитом (рис. 8). В порфирите из отвала шахты нами встречены редкие мелкие зерна циркона и барита.

Гранит-порфир – массивная полнокристаллическая светлая порода с крупными вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата, альбита, амфибола, клиноцоизита и редкого карбоната. В гранит-порфире встречались участки скарнирования.

Скарны Сугурского месторождения – плотные пятнистые кристаллические породы желтовато-зеленого цвета с агрегатами зеленоватого эпидота, ярко-зеленого граната (андрадита) и вкрапленностью рудных минералов. По минеральному составу выделялись скарны кальцит-гранатовые с диопсидом и антигоритом, кальцит-эпидот-гранатовые, кварц-гранатовый и кальцит-цоизит-эпидотовый (Малий, 1940ф). По нашим наблюдениям, можно выделить фации скарнов: относительно однородную, состоящую из силикатов с кальцитом («первично-магматическую») со структурами эвтектической кристаллизации (рис. 9) и неоднородную метасоматическую с развитием более поздних минералов вдоль зон трещиноватости с реликтами ранних пород.

В скарнах в ряде зональных зерен андрадита нами встречены включения кальцита и антигорита. Местами среди кальцита выявлены относительно крупные кристаллы андрадита. Минеральный состав кальцит-эпидот-гранатового скарна (при пересчете химического анализа с учетом оптических данных) (мас. %): гроссуляр 44, серпентин 15, ан-

драдит 13, кальцит 10, эпидот 4, цоизит 4, пирит 5, титанит 1, апатит 0.1 (Малий, 1940ф).

Некоторые скарны содержат значительное количество сульфидов и кварца (рис. 10а) и образуют зональные жильные тела, похожие на мелкие дайки. Для таких тел характерны четкие контакты, отсутствие признаков метасоматического развития, наличие индукционных поверхностей между всеми минералами в результате эвтектической кристаллизации (рис. 10б).

Карбонатиты – выделяемые нами на месторождении существенно карбонатные (силикатно-окисно-карбонатные) породы, образовавшиеся при раскристаллизации расплава-раствора и нередко внешне сходные с минерализованными известняками и мраморами (в рамках ранее принятых моделей). В крупных глыбах из отвалов Сугурского месторождения выявлено, что измененные вмещающие породы рассечены жилообразными телами карбонатитов с содержанием кальцита более 50 % их объема. По минеральному составу карбонатиты подразделены на магнетит-кальцитовые, магнетит-андрадит-кальцитовые, пирит-магнетит-кальцитовые и магнетит-серпентин-кальцитовые мраморовидные (рис. 11). Характерными сопутствующими минералами карбонатитов, образующими парагенезисы с голубоватым кальцитом, являются магнетит, гранат, серпентин, пирит и хромит, реже – миллерит, уранинит и бадделейт.

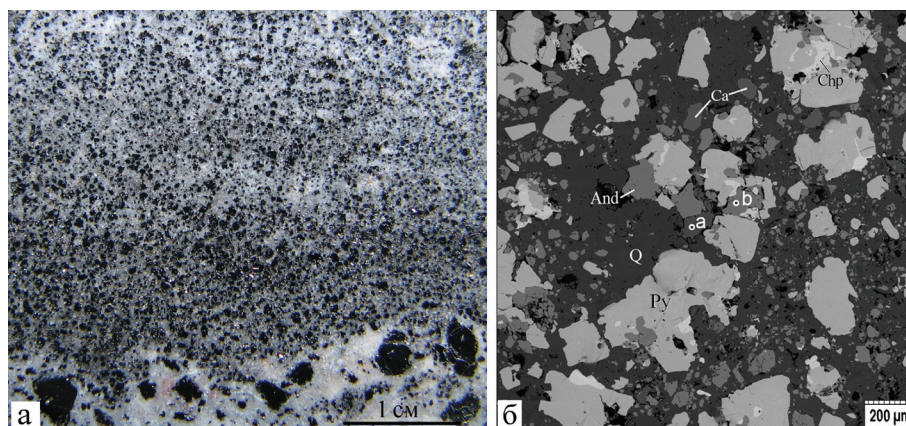


Рис. 10. Мелкозернистый скарн (а) и его структура (б) с пиритом (Py), кварцем (Q), кальцитом (Ca), халькопиритом (Chp) и андрадитом (And).

Рис. а – макрофото; б – СЭМ изображение.

Fig. 10. Fine-grained skarn (a) and its structure (б) with pyrite (Py), quartz (Q), calcite (Ca), chalcopyrite (Chp), and andradite (And).

Fig. a – macroscopic image; б – SEM image.

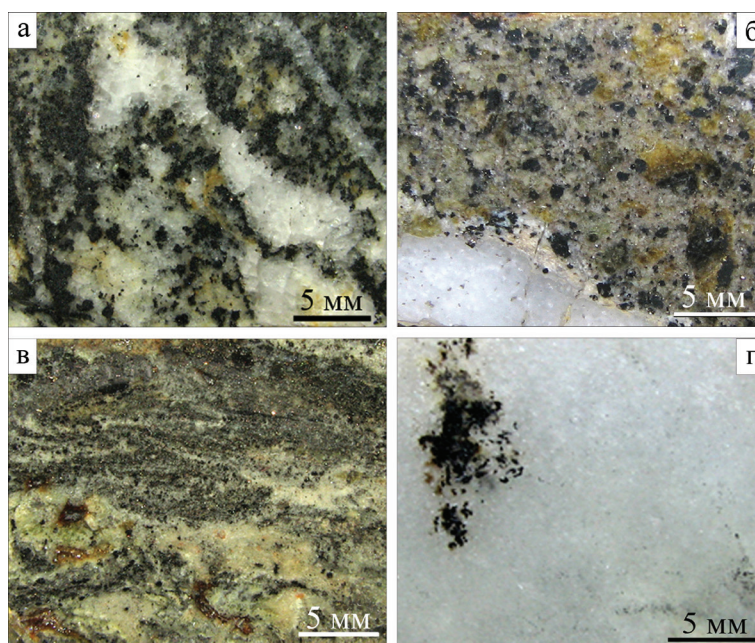


Рис. 11. Разновидности карбонатитов Сугурского месторождения:

а – магнетит-кальцитовый; б – магнетит-андрадит-кальцитовый; в – пирит-магнетит-кальцитовый; г – магнетит-серпентин-кальцитовый мраморовидный.

Fig. 11. Carbonatite types of the Sugur deposit:

а – magnetite-calcite; б – magnetite-andradite-calcite; в – pyrite-magnetite-calcite; г – marble-like magnetite-serpentine-calcite.

Гранатовая «сыпучка» – красно-коричневая пористая тяжелая порода в коре выветривания (рис. 12), состоящая из андрадита, лимонита, гипса и кварца. Такие скопления граната возникли вследствие растворения кальцита с образованием лимонита в участках закарстования карбонатитов

при окислении сульфидов андрадит-кальцитового карбонатита.

Тектоническая структура с телами карбонатитов и скарнов заполнения полостей протягивается на 8 км к северу в породах Карабашского ультрамафитового массива. Часть мелких карбонатитовых

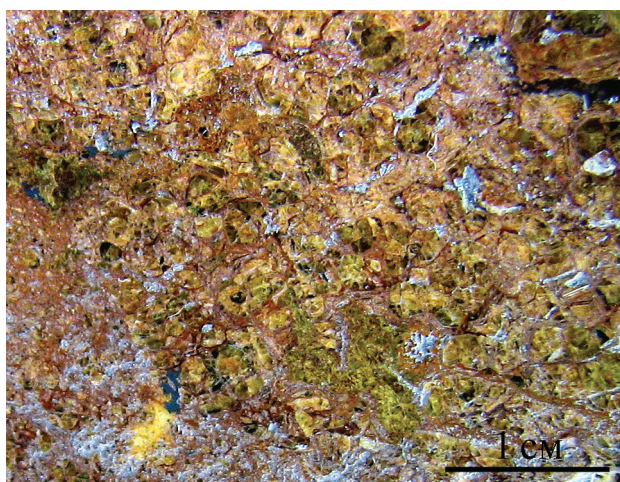


Рис. 12. Гранатовая «сыпучка»: андрадит (светло-зеленое) в пористом лимоните (желто-коричневое) с кварцем и гипсом в полостях (светло-серое).

Fig. 12. Garnet «sand»: andradite (light green) in porous limonite (yellow-brown) with quartz and gypsum in cavities (light gray).

тел содержит самородное золото в сростаниях с редкометалльными и редкоземельными минералами (Попов, 2017).

Характеристика породообразующих минералов

Гранаты – преобладающие минералы скарнов с размером зерен от долей до 2–4 мм, реже до 8 мм. Изученные нами гранаты по составу соответствуют **андрадиту** $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$, который содержит примеси (мас. %): Al_2O_3 до 1.71, MnO до 0.37, MgO до 0.31, иногда Cr_2O_3 до 0.1. На кристаллах присутствуют участки граней форм $\{110\}$, $\{211\}$ и $\{110 + 211\}$. Гроссуляр, предполагавшийся по пересчету химического анализа скарна (Малий, 1940ф), нами не встречен.

Диопсид $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ в виде крупных белых кристаллов и агрегатов выявлен в скарнах и карбонатитах. Состав диопсида из парагенезиса с андрадитом характеризуется формулой $(\text{Ca}_{1.01}\text{Mg}_{0.92}\text{Fe}_{0.05}\text{Mn}_{0.01}\text{Al}_{0.01})_{2.00}(\text{Si}_{2.00}\text{O}_{6.00})$.

Минералы группы серпентина представлены преобладающим **антигоритом** $\text{Mg}_6(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ и **хризотилом** $\text{Mg}_3(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4$, которые широко распространены не только в серпентинитах, но и в карбонатитах, скарнах и жилах «альпийского» типа. Антигорит образует разные парагенезисы (рис. 8). Минерал содержит примесь FeO (0.68–2.14 мас. %). При микронзондовых исследованиях встречен **гринна-**

лит с содержанием, FeO 45.19 и NiO 7.0 мас. %; эмпирическая формула $(\text{Fe}_{2.73}\text{Ni}_{0.40}\text{Mg}_{0.04}\text{Ca}_{0.02})_{3.19}[(\text{Si}_{1.91}\text{Al}_{0.04})_{1.95}\text{O}_{5.00}](\text{OH})_{4.00}$.

Эпидот $\text{Ca}_2(\text{Al}_2\text{Fe})(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ – распространенный минерал скарнов, ранее по оптическим данным в шлифах указывались также **клиноцоизит** и **цоизит** (Малий, 1940ф). В наших образцах не встречен.

Кварц SiO_2 в ассоциации с гранатом, пиритом и другими минералами отмечен в скарнах, но чаще встречаются поздние кварцевые прожилки.

Клинохлор $\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3)_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ в парагенезисе с кальцитом, магнетитом и апатитом- (F,OH) является характерным минералом скарнов и карбонатитов. Клинохлор железистый и характеризуется формулой $(\text{Mg}_{4.48}\text{Fe}_{0.62}\text{Al}_{0.87}\text{Ca}_{0.03})_{6.00}(\text{Al}_{0.89}\text{Si}_{3.11})_{\Sigma 4.00}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_{8.00}$. Более железистый клинохлор $(\text{Mg}_{3.53}\text{Fe}_{1.03}\text{Mn}_{0.07}\text{Al}_{1.37})_{6.00}(\text{Al}_{1.24}\text{Si}_{2.76})_{\Sigma 4.00}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_8$ выявлен в дайке измененного диорита, а низкожелезистый хромсодержащий клинохлор с формулой $(\text{Mg}_{4.73}\text{AlCr}_{0.14}\text{Fe}_{0.10}\text{Ca}_{0.03})_{6.00}(\text{Al}_{1.11}\text{Si}_{2.89})_{\Sigma 4.00}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_{8.00}$ – в хромитсодержащих серпентинитах.

Кальцит CaCO_3 – распространенный минерал скарнов и карбонатитов, имеющий вид среднезернистых и мелкозернистых агрегатов. Кальцит нередко образует агрегаты с гранатом, клинохлором, кварцем и сульфидами. В составе кальцита определены примеси MgO 0.44 мас. % и FeO 0.32 мас. %.

Магнетит MgCO_3 упоминался в тальк-карбонатных породах (Малий, 1940ф); в наших образцах не встречен.

Тальк $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ развит в тальк-карбонатных породах в северной и южной периферических частях месторождения (Малий, 1940ф); примеси в тальке не выявлены.

Титанит CaTiSiO_5 указан в кальцит-гранатовом скарне (Малий, 1940ф); нами встречен в измененной дайке диорита, где состав его с малыми примесями Al и V характеризуется эмпирической формулой $\text{Ca}(\text{Ti}_{0.87}\text{Al}_{0.10}\text{V}_{0.03})\text{SiO}_{5.00}$.

Минеральный состав руд месторождения

Вмещающие породы месторождения (серпентиниты, тальк-карбонатные породы, известняки) вблизи рудных скарнов слабо изменены. Висячий и лежащий контакты рудных тел выделяются довольно резко. По трещинам отдельности в карбонатных породах проявлено оталькование, серпентинизация и развитие сульфидов на значительном удалении от контакта.

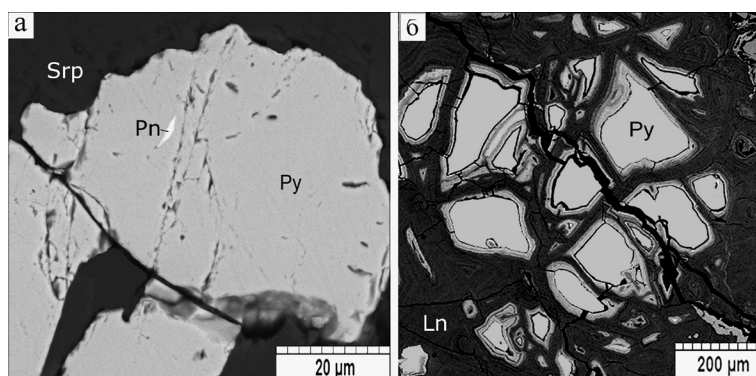


Рис. 13. Кобальтистый пирит (Py) с вростком пентландита (Pn) в серпентините (а) и зональные псевдоморфозы лимонита (Ln) по пириту (Py) (б).

Fig. 13. Co-bearing pyrite (Py) with pentlandite inclusion (Pn) in serpentine (a) and zoned pseudomorphic limonite (Ln) after pyrite (b).

Руды месторождения представляют собой жильные скарновые породы и некоторые минеральные типы карбонатитов с вкрапленностью рудных минералов с широко варьирующими соотношениями рудных и нерудных минералов. Список минералов руд включает: рудные – гематит, золото, магнетит, миллерит, молибденит, пентландит, пирит (и «мельниковит-пирит»), пирротин, сфалерит, халькопирит, хромит («хромистый железняк»); нерудные («петрогенные») – андрадит, апатит, гипс, барит, диопсид, кальцит, кварц, эпидот, клиноцоизит, серпентины, тальк, титанит, хлорит, хризотил-асбест, цоизит; гипергенные – азурит, борнит, ковеллин, куприт, лимонит, магнезит, малахит, медь самородная, халькозин, эритрин (Малий, 1940ф). Нами дополнительно выявлены ангидрит, бадделлит, гриналит, йодаргирит, магнезиохромит, уранинит, циркон и Fe-Ni As-содержащий сульфид.

Пирит FeS_2 – основной рудный минерал, широко распространенный в ассоциации с магнетитом, халькопиритом, серпентином и другими минералами (рис. 13). Его количество в скарнах и карбонатитах изменяется от первых до 50 об. %. Размер и форма зерен сильно варьируют. На индивидах преобладают индукционные поверхности одновременного роста с породообразующими минералами и включениями халькопирита. В зоне окисления по пириту развит лимонит, иногда с опалом (рис. 13б). Пирит содержит примесь Co до 1.2 мас. %

Молибденит MoS_2 указан в керне скважины № 341 в виде тонкозернистого агрегата в полостях трещин отдельности серпентинита (Малий, 1940ф).

Магнетит FeFe_2O_4 – распространенный минерал скарнов и карбонатных пород (Малий, 1940ф).

Количество магнетита в породах варьирует от первых до 20 об. %. Минерал распределен в породе чаще неоднородно в виде пятен. Местами в серпентинитах встречается мелкозернистый магнетит (рис. 14). В магнетите определены следующие примеси (мас. %): MgO (до 2.58), Cr_2O_3 (до 2.49), MnO (до 1.18), CaO (до 0.43), SiO_2 (до 0.38). В карбонатите встречен магнетит с повышенными содержаниями MgO , MnO , Cr_2O_3 и ZnO ; эмпирическая формула его $(\text{Fe}_{0.49}\text{Mg}_{0.25}\text{Mn}_{0.20}\text{Zn}_{0.05}\text{Ca}_{0.01})_{1.0}(\text{Fe}_{1.29}\text{Cr}_{0.66}\text{Al}_{0.05})_{2.00}\text{O}_{4.00}$.

Магнезиохромит MgCr_2O_4 с примесями Fe и Al выявлен в серпентините в виде зерен величиной до 4 мм; эмпирические формулы отвечают магнезиоалюмохромиту $(\text{Mg}_{0.58}\text{Fe}_{0.36}\text{Mn}_{0.06})(\text{Cr}_{1.10}\text{Al}_{0.88}\text{Fe}_{0.01}\text{Si}_{0.01})_{2.00}\text{O}_{4.00}$ и $(\text{Mg}_{0.69}\text{Fe}_{0.31})(\text{Cr}_{1.22}\text{Al}_{0.74}\text{Fe}_{0.04})_{2.00}$. По периферии и трещинам магнезиоалюмохромит замещен магнетитом (рис. 14б, точка d).

Хромит FeCr_2O_4 из апогарцбургитового серпентинита характеризуется изометричной формой зерен и эмпирической формулой $(\text{Fe}_{0.60}\text{Mg}_{0.40})(\text{Cr}_{1.6}\text{Al}_{0.34}\text{Mn}_{0.02}\text{V}_{0.01})_{2.00}\text{O}_{4.00}$ с существенной долей шпинелевого минала. Состав хромита из аподунитового серпентинита отвечает формуле $(\text{Fe}_{0.81}\text{Mg}_{0.16}\text{Zn}_{0.03})(\text{Cr}_{1.04}\text{Fe}_{0.62}\text{Mn}_{0.31}\text{Al}_{0.03})_{2.00}\text{O}_{4.00}$ с повышенным содержанием Mn (рис. 14в, точка h).

Гематит Fe_2O_3 был указан в тальк-карбонатных породах северной части месторождения (Малий, 1940ф). Нами встречен местами в виде микрозернистого агрегата также в гранатовой «сыпучке».

Халькопирит CuFeS_2 – основной гипогенный рудный минерал, где количество его варьирует от долей до 10 об. %, иногда с примесью Au до 0.38 г/т (Малий, 1940ф). По нашим данным, халькопирит

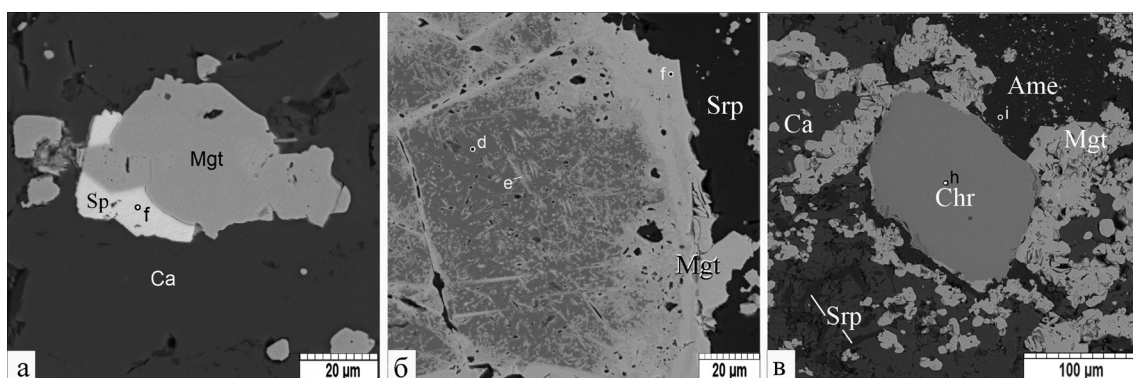


Рис. 14. Сrostок магнетита (Mgt) со сфалеритом (Sp) и кальцитом (Ca) (а); неполная псевдоморфоза магнетита (е, f) по хромиту (d) (б); хромит (Chr) в магнетит-кальцитовом агрегате с серпентином (Srp) и амезитом (Ame) (в).

Fig. 14. Aggregate of magnetite (Mgt), sphalerite (Sp) and calcite (Ca) (a); partial pseudomorphosis of magnetite (e, f) after chromite (d) (b); chromite (Chr) in magnetite-calcite aggregate with serpentine (Srp) and amesite (Ame) (B).

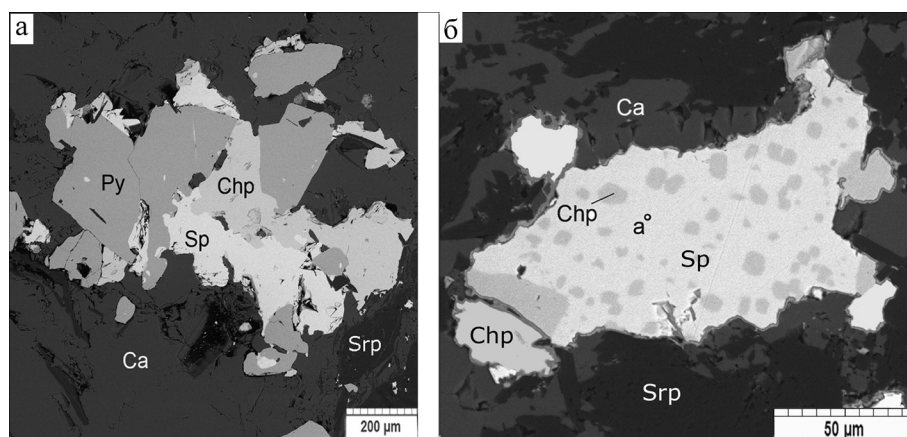


Рис. 15. Парагенезис сфалерита (Sp), халькопирита (Chp) и пирита (Py) с кальцитом (Ca) в серпентинсодержащем карбонатите (а); синтаксическое срастание сфалерита с халькопиритом в карбонатите с серпентином (Srp) (б).

Fig. 15. Assemblage of sphalerite (Sp), chalcopyrite (Chp), and pyrite (Py) with calcite (Ca) in serpentine-bearing carbonatite (a); syntactic intergrowth of sphalerite with chalcopyrite in carbonatite with serpentine (Srp) (б).

образует парагенезисы с пиритом, сфалеритом и кальцитом (рис. 15а), визуально различим в кварце и кальците, а в андрадите и магнетите включения его редки. Встречаются синтаксические срастания халькопирита со сфалеритом (рис. 15б). Химический состав халькопирита практически стехиометричен. В зоне окисления халькопирит частично или полностью замещен халькозином, ковеллином и борнитом.

Сфалерит ZnS встречался как второстепенный минерал (рис. 14а, 15), но иногда его зерна коричневого цвета образуют скопления до нескольких миллиметров. В химическом составе сфалерита выявлены небольшие примеси, мас. %: Fe (до 2–3), Mn (до 0.3) и Cd (до 0.71).

Пирротин $Fe_{1-x}S$ отмечался в скважине № 329 в северном крыле месторождения в тальк-

карбонатной породе в ассоциации с халькопиритом и пиритом (и «мельниковит-пиритом») и в пироксен-гранатовом скарне скважины № 236 (Малий, 1940ф). В образцах из отвалов шахты нами выявлены мелкие (до 2–3 мм) выделения пирротина с пиритом, халькопиритом и миллеритом; в пирротине установлена примесь Co (до 0.42 мас. %) и Ni (до 0.36 мас. %).

Миллерит NiS отмечался в сульфидных прожилках среди серпентинитов из керна скважин №№ 302 и 236 (Малий, 1940ф). Нами мелкие (до 0.5 мм) выделения миллерита встречались относительно часто (рис. 16) с варьирующим составом (мас. %): Ni 59.82–63.92, Fe 4.54–1.45, S 35.21–34.32, сумма 99.59–99.69; эмпирические формулы $Ni_{0.93}Fe_{0.07}S_{1.00}$ и $Ni_{1.01}Fe_{0.02}S_{1.00}$ соответственно.

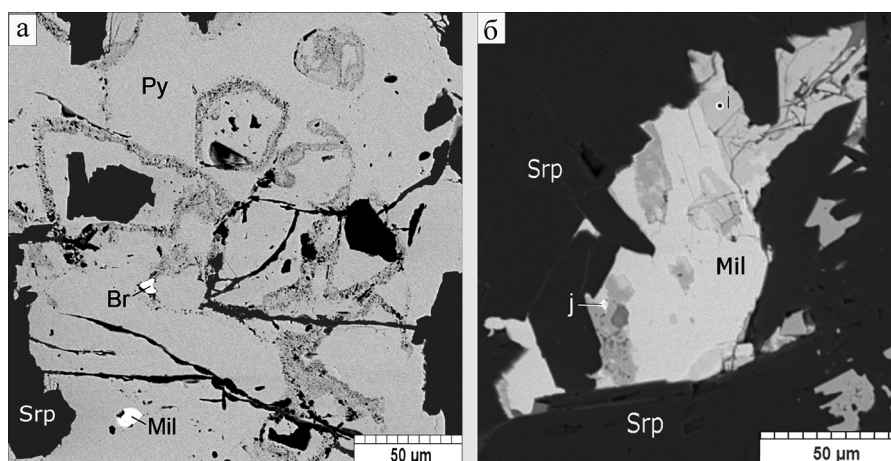


Рис. 16. Включения миллерита (Mil) и барита (Br) в пирите (Py) с зонами микровключений серпентина (Srp) (а); сростание миллерита с пентландитом (i) и Fe-Ni As-содержащим сульфидом (j) (б).

Fig. 16. Inclusions of millerite (Mil) and baryte (Br) in pyrite (Py) with zones of serpentine microinclusions (Srp) (a); aggregate of millerite, pentlandite (i) and Fe-Ni As-bearing sulfide (j) (б).

Пентландит $(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$ с переменным содержанием Fe и Ni отмечался в сульфидном прожилке в серпентините из керна скважины № 313 (Малий, 1940ф). Нами пентландит выявлен в пирите (рис. 13а) и в агрегате с миллеритом (рис. 16б, точка i), где видна отдельность пентландита. Состав пентландита (мас. %): Ni 37.11, Fe 18.05, Co 7.90, S 37.01, сумма 100.07; эмпирическая формула $(\text{Ni}_{4.38}\text{Fe}_{2.24}\text{Co}_{0.93})_{7.55}\text{S}_{8.00}$ с некоторым дефицитом катионов (возможно, из-за влияния соседнего миллерита).

As-содержащий Fe-Ni сульфид встречен в виде включения в пентландите (рис. 16, точка j); состав его (мас. %): Ni 18.39, Fe 20.13, Co 1.53, S 29.54, As 28.76, Sb 1.66, сумма 100.01; эмпирическая формула $(\text{Fe}_{0.55}\text{Ni}_{0.48}\text{Co}_{0.04})_{1.06}(\text{S}_{1.40}\text{As}_{0.58}\text{Sb}_{0.02})_{2.00}$.

Бадделеит ZrO_2 выявлен в кальците из карбонатита (рис. 17) в виде длиннопризматического кристаллика (длиной 0.05 мм) вместе с мелкими включениями хромита, миллерита, пентландита и магнетита. В составе бадделеита определены (мас. %): ZrO_2 97.81, HfO_2 0.61, UO_2 0.79, сумма 99.21, эмпирическая формула $\text{Zr}_{0.99}\text{Hf}_{0.01}\text{U}_{0.004}\text{O}_{2.00}$.

Уранинит UO_2 встречен в виде «мечевидного» включения размером 3 мкм в магнетит-кальцитовом карбонатите. Состав (мас. %): UO_2 81.03, ThO_2 6.91, PbO 3.43, CaO 5.17, FeO 0.54, сумма 97.09; эмпирическая формула $(\text{U}_{0.68}\text{Ca}_{0.21}\text{Pb}_{0.03}\text{Th}_{0.06}\text{Fe}_{0.02})\text{O}_{2.00}$.

Фторапатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,OH})$ образует редкие мелкие (до 0.5 мм) включения в минералах карбонатитов и скарнов и характеризуется составом (мас. %): CaO 54.79, P_2O_5 40.90, SiO_2 0.20, F 1.92, $\text{H}_2\text{O}_{\text{расч.}}$ 1.53, сумма 99.49, эмпирическая формула его $\text{Ca}_{5.06}[(\text{P}_{0.99}\text{Si}_{0.01})\text{O}_{4.00}]_{3.00}\text{F}_{0.52}(\text{OH,O})_{0.48}\text{O}_{12.46}$.

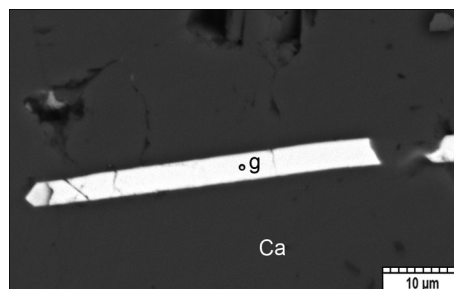


Рис. 17. Бадделеит (g) в кальцитовом карбонатите (Ca).

Fig. 17. Baddeleyite (g) in calcite carbonatite (Ca).

Барит BaSO_4 в виде баритовой «сыпучки» встречается в коре выветривания (Малий, 1940ф) и среди минералов ранних парагенезисов. В составе барита из агрегата с диопсидом и серпентином определены (мас. %): BaO 65.28, SrO 0.68, CaO 0.36, SO_3 33.29, сумма 99.61; эмпирическая формула $\text{Ba}_{1.01}\text{Sr}_{0.02}\text{Ca}_{0.02}(\text{SO}_{4.00})$.

Ангидрит CaSO_4 встречен в виде мелких вростков в пирите из серпентин-кальцитового карбонатита (рис. 18); состав ангидрита (микрозонд, мас. %): CaO 39.8; FeO 0.86; SO_3 57.72; сумма 98.38 с эмпирической формулой $\text{Ca}_{0.98}\text{Fe}_{0.02}(\text{SO}_{4.00})$.

Гипергенные минералы

Ковеллин CuS в рудах составляет до 0.8 об. % (Малий, 1940ф) и встречался в зоне вторичного сульфидного обогащения как частичная мелкозернистая псевдоморфоза по халькопириту. В кернах глубоких скважин ковеллин не отмечен.

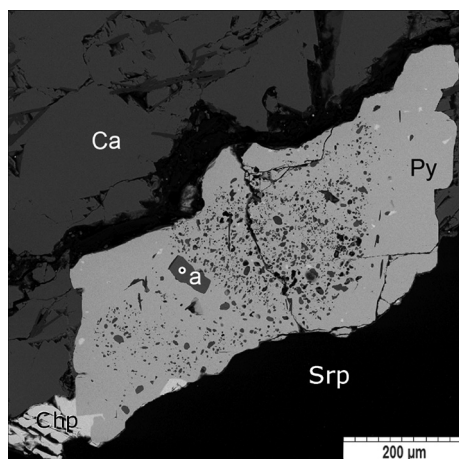


Рис. 18. Ангидрит (а, мелкие включения) и халькопирит (Сру) в пирите (Ру) из серпентин-кальцитового карбонатита (Ca-Srp).

Fig. 18. Anhydrite (a, small inclusions) and chalcocite (Cpy) in pyrite (Py) from serpentine-calcite carbonatite (Ca-Srp).

Халькозин Cu_2S отмечался в меньших количествах, чем ковеллин (Малий, 1940ф) и образован путем замещения халькопирита (рис. 19а). По микронзондовым данным, халькозин характеризуется составом (мас. %): Cu 76.24; Fe 0.56; Ag 0.30; S 22.65; сумма 99.74 с эмпирической формулой $(\text{Cu}_{1.70}\text{Fe}_{0.02}\text{Ag}_{0.01})_{\Sigma 1.73}\text{S}$. Встречены и псевдоморфозы халькозина с малахитом по халькопириту (см. рис. 19б).

Борнит Cu_5FeS_4 встречался реже, чем ковеллин и халькозин (Малий, 1940ф). В псевдоморфозах по халькопириту борнит сопровождался зоной ковеллина.

Гётит (лимонит) широко развит в верхних горизонтах месторождения (Малий, 1940ф) и представлен неоднородными агрегатами с образованием зональных псевдоморфоз по пириту (рис. 13б). В отвалах шахты сейчас встречаются гранатовые «сыпучки» с лимонитовым цементом – микроагрегатом гётита с кварцем и гипсом.

Кварц SiO_2 (вторичный) встречается в трещинах в скалах, но чаще в полостях трещин разных пород и минералов, нередко образуя мелко- и микрозернистые друзы, преимущественно в образцах гранатовой «сыпучки» (рис. 20а).

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ отмечался в мелких полостях и трещинах вместе с кварцем в гранатовой «сыпучке» (рис. 20б) и нередко является составной частью цементирующего лимонита.

Малахит $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$ встречался в виде небольших почковидных выделений, землистых скоплений и примазок в охристых рудах. В коре выветривания в начале разработок попадались плотные скопления малахита, пригодные для поделок (Малий, 1940ф). По нашим данным, малахит содержит заметную примесь ZnO (1.22 мас. %).

Азурит $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ визуально отмечался в сульфидсодержащих окисленных рудах (Малий, 1940ф). Нами он встречен в виде тонких синих пленок на кальците с малахитом.

Самородная медь Cu встречалась на первом этаже шахты (Малий, 1940ф) в виде древовидных пластинчатых образований.

«**Мельниковит-пирит**» (?) обнаруживался на втором подэтаже в северном крыле шахты в виде

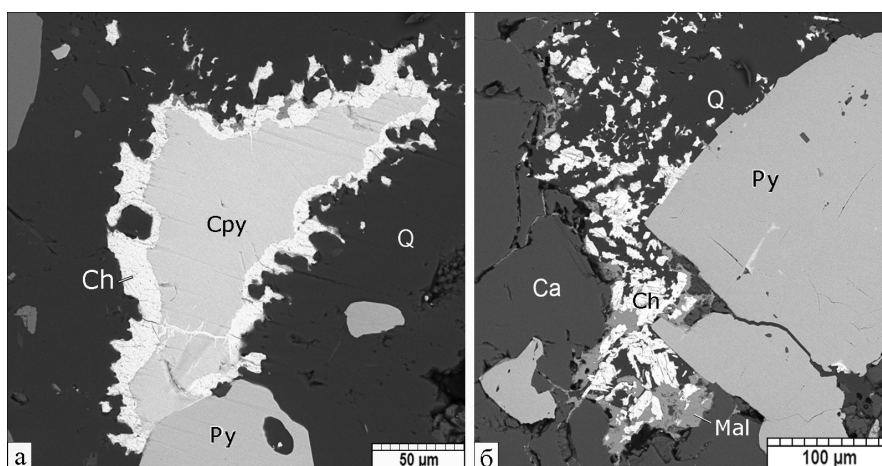


Рис. 19. Частичная псевдоморфоза халькозина (Ch) по халькопириту (Сру) в агрегате с пиритом (Ру) и кварцем (Q) (а); псевдоморфоза халькозина с малахитом (Mal) по халькопириту в пирит-кальцитовом агрегате (Ca) (б).

Fig. 19. Partial pseudomorphosis of chalcocite (Ch) after chalcocite (Cpy) in aggregate of pyrite (Py) and quartz (Q) (a); chalcocite-malachite (Mal) pseudomorphosis after chalcocite (Cpy) in pyrite-calcite aggregate (Ca) (b).

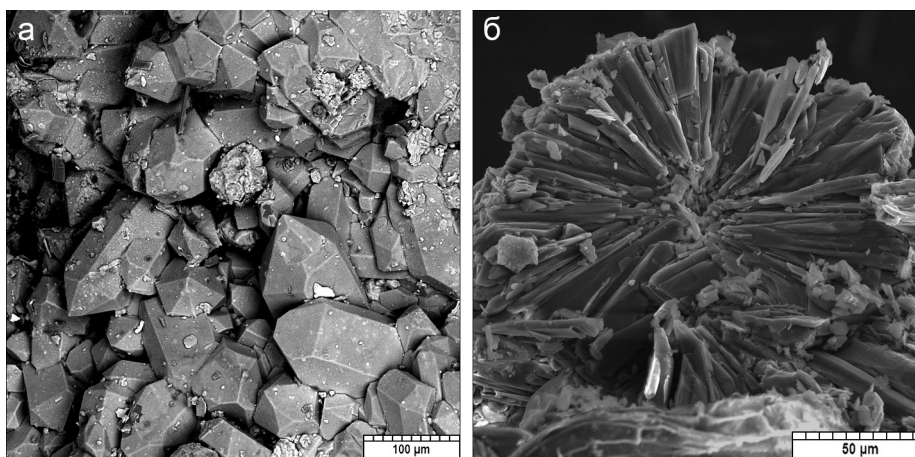


Рис. 20. Минералы из гранатовой «сыпучки»:

а – экзогенный кварц с присыпкой гипса и глины из полости трещины в «сыпучке»; б – сферолит гипса.

Fig. 20. Minerals from garnet «sand»:

a – supergene quartz with gypsum and clay powder; б – spherulitic gypsum aggregate.

рыхлого агрегата черного цвета среди зерен крупнокристаллического пирита (Малий, 1940ф).

Эритрин $\text{Co}_3(\text{AsO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ отмечался в керне скважины № 328 в виде примазки малиново-розового цвета (Малий, 1940ф).

Йодаргирит AgI встречен нами в лимонитовой массе в виде мелкого включения размером 5 мкм. В ЭД спектре его наиболее сильные пики характерны для серебра и йода и слабые – Fe и Si за счет вмещающего лимонита.

О генезисе месторождения и глубине минерализации

А.Н. Заварицкий (1927) рассматривал Сугурское месторождение как контактово-метасоматическое. В более позднем обзоре геологических данных (Малий, 1940ф) отмечалось, что месторождение следует рассматривать как гидротермальное с высокотемпературной начальной стадией, а выявление дайки гранит-порфира на глубоких горизонтах месторождения позволяет связывать его образование с гранитным магматизмом. Отмечалось, что сравнение химического состава руд Сугурского месторождения с богатыми рудами Тисовского (позднее – Сталинского, в 700 м к З-СЗ) медноколчеданного месторождения, отрабатанного до глубины 600–700 м, может указывать на генетическую общность этих месторождений. Сугурское месторождение небольшое и отрабатано до глубины 85 м. На глубине 285 м скважиной № 341 перебурены кальцит-гранатовые скарны со вкрапленностью

пирита, халькопирита и магнетита, а скважиной № 281 на глубине 120 м в гранит-порфирах – жилы сульфидсодержащих скарнов мощностью до 1.65 м с содержанием меди 1.18 мас. % (Малий, 1940ф).

Рудная минерализация Сугурского месторождения наложена на карбонатные породы, серпентиниты и дайки порфиров, диоритов и гранит-порфиров. Приуроченность медной минерализации не только к метасоматитам, но и к магматическим скарнам и карбонатитам формально допускает контактово-метасоматическую модель А.Н. Заварицкого (1927) с учетом геохимической специализации скарнов и карбонатитов на Cu, Sr, Ni и Co. Зона Сугурского контакта с большим количеством мелких карбонатитовых и скарных тел продолжается далеко на север в виде трещинной структуры, рассекающей крупный Карабашский ультрамафитовый массив почти по осевой линии (Попов, 2017).

Наши исследования образцов, отобранных из шахтного отвала, частично дополняют данные о минералогии Сугурского месторождения. Онтогенический анализ образцов горных пород и руд показал возможное локальное переплавление пород с образованием скарнов и карбонатитов наряду с карбонатсодержащими метасоматитами. Модель формирования медной минерализации Сугурского месторождения может обрести большее соответствие природе, если считать, что магматические и метасоматические тела вместе с жилами «альпийского типа» составляют единую систему в колонне тепломассопереноса, длительно развивав-

шейся во времени. Возможно, эта система является частью (подсистемой) зоны Главного Уральского разлома.

Заключение

На Сугурском месторождении ранее было известно 36 минералов (Малий, 1940ф), из них 11 доисследованы нами. Нами выявлено и охарактеризовано восемь минералов: ангидрит, бадделеит, гриналит, йодаргирит, магнезиохромит, уранинит, циркон и Fe-Ni As-содержащий сульфид. Исходя из онтогенического подхода при выделении генетических типов горных пород нами предположено наличие магматических скарнов и карбонатитов наряду с метасоматическими их «аналогами» на месторождении. В магматических породах кристаллизация направлена к эвтектическому завершению, т. к. между всеми минералами наблюдаются индукционные поверхности одновременного роста, а для метасоматических пород характерны метакристаллы, псевдоморфозы, «тени» предшествующих структур и текстур. Этот структурный подход в генетических построениях представляется практичным при картировании и создании геологических моделей сложных минеральных тел.

Авторы благодарны И.А. Блинову, А.А. Свиридову и О.Л. Бусловской за содействие в работе. Исследования выполнены по теме № АААА-А21-121012090018-3 «Парагенезисы редких и малоизученных минералов магматических и метаморфических комплексов для оценки минерального многообразия природных объектов».

Литература

Заварицкий А.Н. (1927) Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Часть 1. Колчеданные месторождения на Урале. Л., Издание геологического комитета, 151 с.

Малий С.П. (1940ф) Объяснительная записка к подсчету запасов Сугурского месторождения Южно-Карабашского рудоуправления. Главгеология, трест «Уралцветметразведка», Карабашская геологоразведочная контора, 139 с.

Попов В.А. (2017) О карбонатитах в скарновых объектах Урала. *Литосфера*, **17**(1), 126–134.

Stickney A.W. (1915) The pyrite copper deposits of Kyshtym, Russia. *Economic Geology*, **10**(7), 593–633.

References

Maliy S.P. (1940ф) [Explanatory note to the calculation of reserves of the Sugur deposit of the South Karabash Mining Enterprise]. *Glavgeologiya, trest «Uralsvetmetrazvedka»*, Karabashskaya geologorazvedochnaya kontora, 139 p. (in Russian).

Popov V.A. (2017) [Carbonatites in skarn objects of the Urals]. *Litosfera [Lithosphere]*, **17**(1), 126–134. (in Russian)

Stickney A.W. (1915) The pyrite copper deposits of Kyshtym, Russia. *Economic Geology*, **10**(7), 593–633.

Zavaritsky A.N. (1927) [Geological sketch of copper deposits in the Urals. Part 1. Massive sulfide deposits of the Urals]. Leningrad, Izdanie geologicheskogo komiteta, 151 p. (in Russian).

УДК 549.2/.8:548

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-4

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНА
КУМИРСКОГО ГРАНИТНОГО ШТОКА ГОРНОГО АЛТАЯ****А.И. Гусев***Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В.М. Шукшина,
г. Бийск, Алтайский край, 659333 Россия; anzerg@mail.ru*

Статья поступила в редакцию 14.01.2022 г., принята к печати 10.04.2022 г.

**MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL FEATURES OF ZIRCON
FROM THE KUMIR GRANITIC STOCK, GORNY ALTAI****A.I. Gusev***Shukshin Altai State University for Humanities and Pedagogy, Biysk, Altay krai, 659333 Russia;
anzerg@mail.ru*

Received 14.01.2022, accepted 10.04.2022

Аннотация. В работе впервые приведены данные по U-Pb возрасту и составу циркона Кумирского штока гранитоидов и связанных с ними грейзенов в Горном Алтае. Выявлены закономерности изменения главных и редких элементов в магматогенных, метамиктных и пневматолито-гидротермальных цирконах. В указанной последовательности в составе минерала увеличивается содержание высокочarged элементов (U, Nb, Sc, PЗЭ) и уменьшаются соотношения Eu/Eu* и Ce/Ce*. В зависимости от состава и активности летучих компонентов во флюидах и фугитивности кислорода менялись соотношения PЗЭ и степень их дифференциации, что отразилось на особенностях проявления тетрадного эффекта фракционирования PЗЭ M- и W-типов.

Ключевые слова: циркон, высокочarged элементы, U, Nb, Sc, PЗЭ, тетрадный эффект.

Abstract. Data on U-Pb age and composition of zircon from the Kumir granitic stock (Gorny Altai) and related greisens are presented for the first time. The magmatic, metamictic and pneumatolytic-hydrothermal zircons exhibit specific changes in main and trace elements with an increasing content of the high-field strength elements (U, Nb, Sc, REE) and decreasing Eu/Eu* and Ce/Ce* ratios. Depending on the composition and activity of volatiles in fluids and O fugacity, the REE contents and their ratios varied that is reflected on the tetrad effect of REE fractionation of M- and W- types.

Keywords: zircon, high-field strength elements, U, Nb, Sc, REE, tetrad effect of REE fractionation.

Для цитирования: Гусев А.И. Минералого-геохимические особенности циркона Кумирского гранитного штока Горного Алтая. Минералогия, 8(2), 37–48. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-4

For citation: Gusev A.I. Mineralogical-geochemical features of zircon from the Kumir granitic stock, Gorny Altai. Mineralogy, 8(2), 37–48. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-4.

Введение

Известно, что циркон $ZrSiO_4$ обнаруживается в широком ряду изверженных кислых пород от пералюминиевых до паралкалиновых (Dai et al., 2011;

Liu et al., 2006). Он также является химически и физически устойчивым акцессорным минералом, который также найден в метаморфических (Sláma et al., 2007; Wang, Griffen, 2004) и осадочных породах (Anthony et al., 2003; Shao et al., 2016; Zhou

et al., 2015). Циркон является ключевым минералом для понимания геологической истории Земли (Cherniak, Watson, 2003) благодаря двум важным характеристикам: 1) он содержит многочисленные геохимически индикаторные элементы, такие как высокочargedные, редкоземельные (РЗЭ) и радиоактивные (U, Th) (Fourcade, Allegre, 1981; Gromet, Silver, 1983; Harrison et al., 2006), которые обладают противоположным поведением во время магматической кристаллизации (Belousova et al., 2002); и 2) он широко используется в геохронологии, в частности, U-Th-Pb датировании (Williams, 1998).

С Кумирским штоком гранитоидов в Горном Алтае пространственно и парагенетически связано комплексное Кумирское скандий-уран-редкоземельное месторождение. По запасам Sc и РЗЭ оно относится к крупным объектам мирового класса (Гусев, Гусев, 2020). В аляскитовых эгирин-рибекитовых гранитах штока присутствуют магматические и метамиктные цирконы, а в грейзенах Кумирского месторождения фиксируется и гидротермальный циркон. В этой связи стало целесообразным исследовать состав элементов-примесей указанных цирконов и выявить закономерности их поведения в ряду от магматического процесса до пневмолито-гидротермального.

Аналитические методы

Магматогенный и метамиктный цирконы изучены в образцах аляскит-порфиров (КМ-1), пневмолито-гидротермальный циркон изучен в образце кварц-мусковитового грейзена с бериллом и турмалином (Км-1). Пробоподготовка и изотопно-геохронологические исследования выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Изотопные измерения проводились по классической методике (Williams, 1998) на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. При выборе участков для анализа использовались оптические и катодолюминесцентные наблюдения. U-Pb отношения были нормированы на значение 0.0668 по стандарту Темога, что отвечает возрасту 416.75 млн лет. Погрешность измерений единичных анализов составила 1σ , для расчетных конкордантных возрастов и их пересечений с конкордией – 2σ . Графики были построены в программе ISOPLOT/EX. Нормирование редких элементов и РЗЭ на спайдер-диаграммах проведено по составу примитивной мантии и хондрита, CI, соответственно (McDonough, Sun, 1995). Микроэлементный со-

став циркона исследован методом ЛА ИСП МС с использованием масс-спектрометра ELEMENT в комплексе с лазерной приставкой UP-213, Nd:YAG фирмы New Wave Research в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Порог обнаружения элементов, в среднем, 10 мг/г.

Геологическое строение участка и состав Кумирского штока

Кумирский шток гранитоидов входит в одноименное рудное поле, расположенное в пределах Холзунско-Чуйского тектонического блока и приурочено к наложенной Коргонской вулканоплутонической структуре (ВТС) (Коргонский прогиб) (рис. 1).

В Коргонской ВТС вулканический разрез имеет трехчленное строение. Нижним членом разреза является ергольская свита (O_2), сложенная доминирующими пестроцветными лавами, туфами андезитов, андезибазальтов, базальтов, редко андезидацитов и дацитов. Значительно меньшие объемы занимают пирокластические и вулканогенно-терригенные образования. Мощность свиты составляет 1550 м. Среднюю часть разреза занимают отложения кумирской свиты ($O-S?$), сложенной песчаниками, алевролитами, сланцами, известняками (в том числе, микритовыми), среди которых отмечаются линзы и прослои лав и туфов андезитов, андезибазальтов, дацитов, риодацитов и риолитов. Мощность кумирской свиты варьирует от 500 до 2800 м. Верхним членом разреза является коргонская свита (D_{1-2}), представленная пестро-окрашенными спекшими туфами и туфолавами дацитов, риодацитов и риолитов. Общая мощность коргонской свиты варьирует от 5.0 до 5.5 км. Внутреннее строение свит усложняется многочисленными телами вулканитов жерловой фации и субвулканическими телами (Коргонский, Щебнюхинский, Красноярский штоки), с которыми связаны месторождения железооксидного медно-золоторудного класса (IOCG) и субвулканического золото-серебряного (Холзунское, Коргонское, Красноярское, Щебнюхинское и другие месторождения).

Дискордантный по отношению к вмещающим вулканитам Кумирский шток имеет площадь около 3 км² и вытянут в северо-восточном направлении и круто погружается в западном (рис. 2). Он состоит из кварцевых порфиров и аляскит-порфиров. Породы экзоконтакта подверглись ороговикованию,

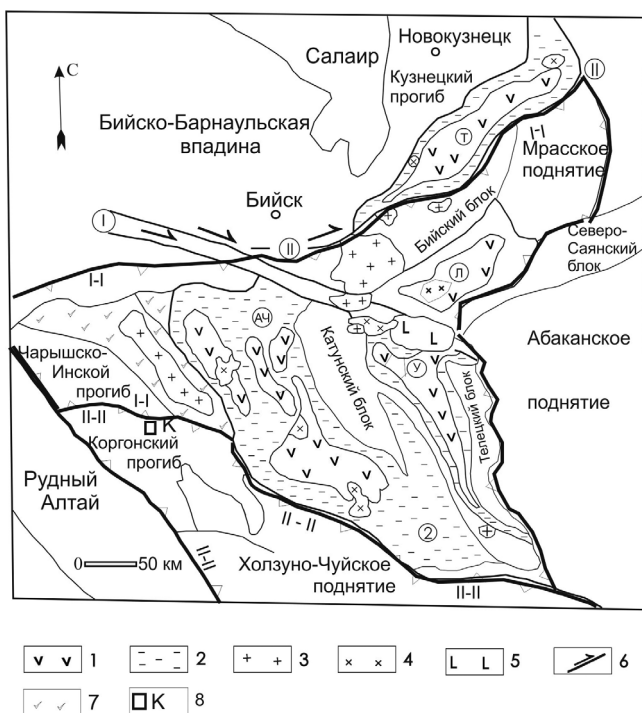


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема западной части Алтае-Саянской складчатой области для этапа О1–Р1, составлена автором с использованием материалов (Шокальский и др. 2000).

1, 2 – Структурно-вещественные комплексы активной континентальной окраины: 1 – вулканогенные образования нижнего-среднего девона (базальты, трахибазальты, андезиты, риолиты и их туфы, игнимбриты); 2 – туфогенные образования ордовика-нижнего девона с конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами; 3–5 – коллизионные комплексы: 3 – граниты, умеренно-щелочные граниты (I тип), кварцевые сиениты среднего девона; 4 – габбро, диориты, тоналиты, граниты (I тип) нижнего силура–нижнего девона; 5 – габбро, плагиограниты среднего кембрия; 6 – глубинные разломы; 7 – кремнисто-метабазальтовые океанические образования верхнего кембрия–ордовика.

Прогибы: Т – Тельбесский, АЧ – Ануйско-Чуйский, Л – Лебедской, У – Уйменский. Глубинные разломы: I – Бийский, II – Тельбесский (ответвление Бийского), III – Чарышско-Теректинский; 8 – местоположение Кумирского участка.

Fig. 1. Structural-tectonic scheme of the western part of the

Altay-Sayan fold region for the Early Ordovician–Early Permian, composed by the author using materials of (Shokalskii et al., 2000).

1, 2 – Structural-compositional complexes of active continental margin: 1 – Early to Middle Devonian volcanic rocks (basalts, trachibasalts, andesites, rhyolites, their tuffs and ignimbrites); 2 – Ordovician–Early Devonian tuffaceous rocks with conglomerates, sandstones, siltstones, and claystones; 3–5 collisional complexes: 3 – Middle Devonian granites, moderate alkali granites (I type), quartz syenites; 4 – Early Silurian–Early Devonian gabbro, diorites, tonalites, granites (I type); 5 – Middle Cambrian gabbro, plagiogranites; 6 – deep faults; 7 – Upper Cambrian–Ordovician siliceous-metabasaltic oceanic rocks.

Troughs: T – Telbes, АЧ – Anuy-Chuya, Л – Lebedskoy, У – Uimen. Deep faults: I – Biya, II – Telbes (branch of the Biya Fault), III – Charysh-Terekhta; 8 – location of the Kumor area.

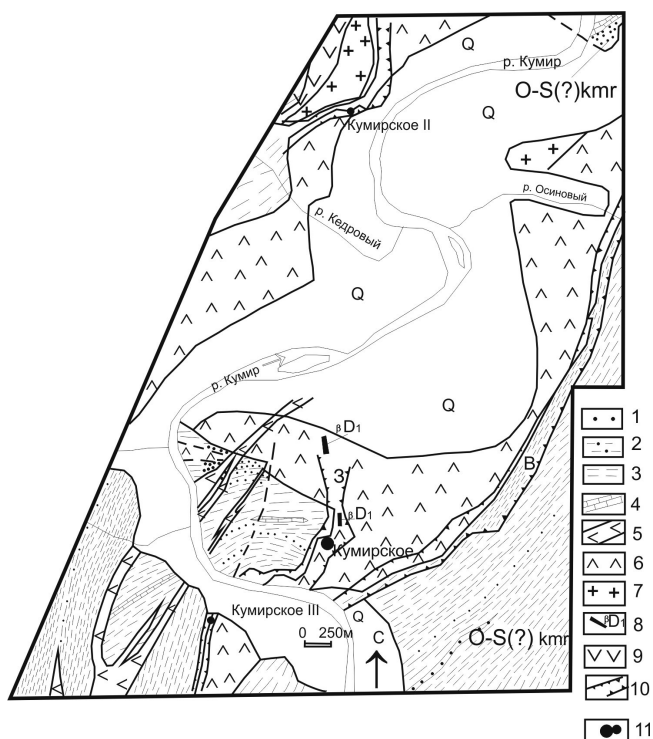


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кумирского рудного поля.

1–5 – Кумирская свита: 1 – песчаники; 2 – алевропесчаники; 3 – алевролиты; 4 – мраморы; 5 – дайки фельзитов; 6–8 – породы Кумирского штока: 6 – аляскит-порфиры; 7 – гранит-порфиры; 8 – андезитовые порфиры; 9 – контуры рудных зон (З – Западная, В – Восточная); 10, 11 – скандий-уран-редкоземельные месторождения и проявления.

Fig. 2. Schematic geologic map of the Kumor ore field.

1–5 – Kumor Formation: 1 – sandstones; 2 – silty sandstones; 3 – siltstones; 4 – marbles; 5 – dike of felsites; 6–8 – rocks of the Kumor stock: 6 – porphyritic alaskites; 7 – porphyritic granites; 8 – andesitic porphyrites; 9 – contours of ore zones (З – Western, В – Eastern); 10, 11 – Sc-U-REE deposits and occurrences.

скарнированию, грейзенизации, альбитизации и биотитизации. В эндоконтакте штока проявлена интенсивная альбитизация.

Аляскит-порфир имеет светлую окраску с розоватым оттенком, характеризуется массивной текстурой и порфировой структурой (аплитовой в цементирующей массе породы). Лейкократовые минералы, составляющие 97 % ее объема, представлены калинатовыми полевыми шпатами (альбит, ортоклаз-микропертит, санидин) (65 %) и кварцем (32 %), образующими редкие идиоморфные порфиновые вкрапленники, но преимущественно выполняющими цементирующую аплитовидную массу породы. Меланократовые минералы, составляющие порядка 1 % ее объема, представлены идиоморфными зернами эгирина и рибекита, размеры которых почти на порядок превышают размеры зерен цементирующей массы породы. Вторичные минералы представлены серицитом (2 %), развитым за счет фенокристаллов щелочных полевых шпатов и образующим неравномерно рассеянные скопления в кварц-полевошпатовой массе породы. Рудные минералы представлены лейкоксенизированным магнетитом, акцессорные – апатитом, лейкоксеном.

По совокупности петрологических параметров порода лейкократовая, крайне высокоглиноземистая ($Al' = 13.71$), принадлежит кислым плутоническим породам щелочного ряда калинатовой серии, относится к семейству щелочных лейкогранитов, соответствует виду щелочной аляскит, разновидности – щелочной эгирин-рибекитовый аляскит-порфир.

Скандиевое, редкоземельное и урановое оруденение представлено грейзеновым и гидротермально-метасоматическим типами среди грейзенизированных пород и пропилитов. Оруденение пространственно связано с умеренно щелочными гранитоидами штока анорогенного А-типа (в эндоэзоконтактной части штока сформировалось Кумирское месторождение и проявления Кумирское II, Спартак, Кумирское III). Детальное описание оруденения Кумирского месторождения приведено в работе (Гусев и др., 2009). Дополнительно к ранее известным типам оруденения в 2013 г. при обследовании отвалов и стенок штольни нами выявлен новый тип оруденения, ранее не привлекавший к себе внимания. Это грейзеновая минерализация по ороговикоманным песчаникам, где среди окварцованных и грейзенизированных пород совместно с вкрапленностью и гнездами пирита отмечена вкрапленность берилла, турмалина, циннвальдита,

литоинита, поллуцита с содержанием Li_2O 0.1–0.5 мас. % и Cs_2O 0.05–0.3 мас. %. Кроме того, в этих рудах отмечаются повышенные содержания Bi, Be, Sn, Ga, Ce, Zr.

Характеристика циркона из аляскитовых эгирин-рибекитовых гранитов

В изученных гранитоидах присутствуют два типа циркона: кристаллический прозрачный и непрозрачный метамиктный, вероятно, связанный с рудной стадией, когда формировались грейзены во вмещающих терригенно-вулканогенных образованиях кумирской свиты. Третий тип циркона развит в грейзенах, образовавшихся в ороговикоманных породах кумирской свиты в контакте с одноименным штоком.

Морфология. В магматогенном цирконе Кумирского массива чаще развиты грани {100} и отсутствуют грани призмы {110}, что указывает на высокую температуру расплава, из которого кристаллизовался циркон (Pupin, Turco, 1972). Метамиктный циркон образует чаще всего призматические выделения, в которых развиты грани {101}. Он часто пористый с углублениями, обязанными процессам растворения. Иногда в нем проявлена осцилляционная зональность, что характерно для метамиктных цирконов (Xu et al., 2012). Циркон из грейзенов Кумирского месторождения имеет дипирамидальный облик, как правило, эвгедральный с хорошо развитыми гранями {111}, близкими по облику к синтетическим кристаллам и гидротермальным цирконам (McNaughton et al., 2005; Schaltegger, 2007).

Состав магматогенного циркона близок к стехиометрическому по соотношению главных компонентов (табл. 1) и характеризуется повышенными концентрациями Y, Hf и пониженными – U, а также повышенной суммой РЗЭ. В некоторых зернах проявлен слабый тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа четвертой тетрады (в данном случае анализируется четвертая тетрада, т. к. минерал характеризуется аномалией Ce, что исключает возможность использования среднего значения между первой и третьей тетрадами). Этот эффект указывает на слабую активность фтор-комплексов в магматогенных флюидах (Гусев, Табакаева, 2015). На спайдер-диаграмме отчетливо фиксируются негативные аномалии по Pr и Eu (рис. 3а).

В отличие от магматогенного метамиктного циркона обладает пониженными содержаниями Zr,

Химический состав магматогенного циркона Кумирского штока

Таблица 1

Table 1

Chemical composition of igneous zircon of the Kumir stock

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ , мас. %	33.2	33.4	33.2	33.6	33.4	33.5	33.2	33.3	32.3
ZrO ₂	66.2	66.1	66.2	66.1	66.1	65.8	66.1	66.1	66.8
P ₂ O ₅	0.031	0.032	0.031	0.042	0.033	0.031	0.042	0.035	0.031
Sc, г/т	850	108	109	119	95.0	92	96.0	96	98.0
Ti	2.50	2.60	2.30	3.1	4.20	3.3	2.90	3.0	3.20
Y	515	488	496	491	492	561	493	491	556
Nb	4.51	3.60	3.20	2.76	2.60	2.9	3.85	3.52	3.94
La	0.75	0.91	0.92	0.98	0.93	0.94	0.97	0.82	0.79
Ce	41.1	39.3	39.0	40.1	39.6	39.3	39.1	44.6	39.5
Pr	0.07	0.06	0.08	0.12	0.10	0.04	0.12	0.04	0.07
Nd	1.60	1.4	1.42	1.17	1.19	1.3	1.23	1.34	1.22
Sm	4.04	3.63	3.95	3.57	4.09	4.14	3.6	4.10	4.11
Eu	0.63	0.64	0.62	0.61	0.7	0.59	0.63	1.03	0.77
Gd	10.3	8.80	9.10	8.9	10.3	10.4	10.5	11.0	10.3
Tb	3.06	2.80	2.50	2.55	2.8	3.03	3.2	3.4	3.31
Dy	39.3	41.2	44.3	38.8	37.2	42.3	42.6	44.0	43.1
Ho	14.0	13.1	14.1	11.6	13.5	14.1	14.8	14.3	14.1
Er	82.3	72.6	77.1	72.8	72.6	86.5	87.4	91.0	89.4
Tm	19.9	17.6	17.9	17.4	18.8	22.4	22.1	22.7	23.0
Yb	205	184	193	184	182	221	223	233	225
Lu	42.3	36.1	34.0	32.9	41.1	50.3	48.2	51.2	49.2
Hf	9890	9879	9940	9880	9960	9997	9711	9975	9980
Ta	0.98	0.82	0.79	0.76	0.89	0.92	1.01	1.01	0.98
Pb	9.90	8.90	9.80	8.90	10.1	8.6	9.10	10.6	8.90
Th	190	356	531	289	248	292	191	227	193
U	546	803	805	876	886	875	801	882	880
ΣРЗЭ	549.3	457.6	546.9	534.5	519.9	588.3	593.4	618.5	601.9
Th/U	0.35	0.44	0.66	0.33	0.28	0.33	0.24	0.26	0.22
(La/Yb) _N	0.0025	0.0033	0.0032	0.0031	0.0023	0.0019	0.002	0.0024	0.0017
Eu/Eu*	0.28	0.33	0.304	0.31	0.31	0.26	0.29	0.44	0.34
Ce/Ce*	34.38	28.6	26.7	23.7	25.6	29.1	23.9	37.1	31.7
Y/Ho	36.8	37.2	35.2	42.3	36.7	39.8	33.3	34.3	39.4
TE ₄	1.01	1.11	1.14	1.15	1.07	1.06	1.08	1.06	1.08

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3 содержания элементов нормализованы по хондриту CI (McDonough, Sun, 1995). Eu* = (Sm_N + Gd_N) / 2, нормализовано по (McDonough, Sun, 1995); TE₄ – тетрадный эффект фракционирования РЗЭ четвертой тетрады по (Irber, 1999).

Note. Here and in Tables 2, 3, the contents of elements are normalized to chondrites CI (McDonough, Sun, 1995). Eu* = (Sm_N + Gd_N) / 2, normalized after (McDonough, Sun, 1995); TE₄ – tetrad effect of REE fractionation of the forth tetrad after (Irber, 1999).

Y и Hf и повышенными – U, а также суммарными содержаниями РЗЭ и отношения Ce/Ce* (табл. 2). Спектры распределения РЗЭ свидетельствуют об отрицательных аномалиях Pr и Eu и положительной – Sm (рис. 3б). Тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа четвертой тетрады значительно выше в отдельных зернах минерала, что указывает на значительно более высокую активность фтор-комплексов в перераспределении РЗЭ в условиях

воздействия гидротермальных флюидов на магматогенный циркон.

Циркон из грейзенов характеризуется резким увеличением концентраций U, Nb, Sc, ΣРЗЭ и уменьшением отношений Eu/Eu* и Ce/Ce* (табл. 3). В отдельных индивидах циркона проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М- и W-типов, что указывает на активную роль таких летучих компонентов, как H₂O и F. В спектре распре-

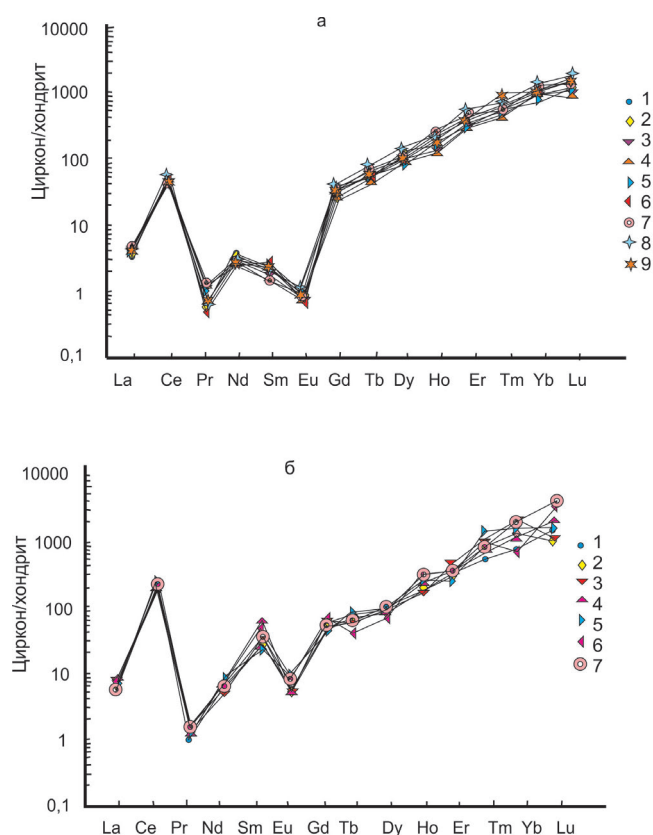


Рис. 3. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ в магматогенном (а) и метамиктном (б) цирконах Кумирского штока.

Условные обозначения соответствуют номерам проб в табл. 1 и 2.

Fig. 3. Chondrite-normalized REE patterns of igneous (a) and metamict (b) zircons of the Kumir stock.

Numbers correspond to those in Tables 1 and 2.

деления РЗЭ наблюдается отрицательная аномалия Eu, но исчезает положительная аномалия Ce за счет относительного увеличения концентраций легких РЗЭ и их перераспределения (рис. 4).

Возраст. Чистые зерна магматического циркона (точки КМ-1.1.1, 1.6.1, 1.7.1, 1.8.1, 1.9.1, рис. 5) показали конкордантный возраст 421 ± 16 млн лет (MSWD = 0.037, рис. 6).

Обсуждение

Ярко проявленная положительная аномалия Ce в магматогенном цирконе указывает на окислительные условия его кристаллизации (Hinton, Upton, 1991), связанные с тем, что коэффициенты распределения ионов Ce^{4+} и Ce^{3+} в системе циркон-расплав оптимальны в условиях повышенной фугитивности кислорода. При повышенной фугитивности кислорода Ce окисляется до Ce^{4+} и входит в решетку циркона изоморфно. В то же время, Ce^{3+} некогерентен в кислом расплаве и требует дополнительных замещений в структуре циркона, что энергетически не выгодно. Европий не когерентен и потому концентрируется в расплаве. В итоге возникает положительная Ce и отрицательная Eu ано-

малии в цирконе. Это подтверждается также и отрицательной аномалией Eu в цирконе Кумирского штока, которая оптимальна при повышенных значениях $f\text{O}_2$ (Burnham, Berry, 2012).

Из высокочargedных элементов в различных типах циркона чаще всего анализируется поведение РЗЭ, Nb, Ta, U, Th, Rb, Sr, Hf и Re (Belousova et al., 2002; Hinton, Upton, 1991; Zhou et al., 2015). Скандий, также входящий в группу высокочargedных элементов, анализируется реже. В отличие от других объектов, связанных с анорогенными гранитоидами, Кумирское месторождение с комплексными рудами имеет повышенные концентрации Sc, которые коррелируют с РЗЭ, поэтому логично оценить особенности поведения Sc в магматогенном цирконе. Известно, что поведение Sc, как и многих других редких и редкоземельных элементов в магматогенных флюидах, тесно связано с поведением летучих компонентов, таких как F, B, Li. Поскольку в цирконах Кумира проявлен тетрадный эффект фракционирования РЗЭ М-типа, обусловленный активностью фтор-комплексов, нами проанализировано поведение Sc в зависимости от величин тетрадного эффекта (рис. 7). Тренд увеличения концентраций Sc в цирконе прямо зависит от величи-

Таблица 2

Химический состав метамиктного циркона Кумирского штока

Table 2

Chemical composition of metamict zircon of the Kumor stock

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂ , мас. %	31.2	31.4	31.8	32.6	32.4	32.5	32.2
ZrO ₂	64.2	64.1	64.2	63.1	63.1	63.8	63.1
P ₂ O ₅	0.033	0.03	0.033	0.043	0.03	0.033	0.042
Sc, г/т	135	163	161	150	155	105	104
Ti	12.5	12.6	12.3	13.1	14.2	13.3	12.9
Y	51.0	48.0	49.6	49.3	49.2	36.1	49.5
Nb	14.5	13.1	13.2	12.7	12.6	12.1	13.8
La	1.75	1.91	1.92	1.98	1.93	1.94	1.7
Ce	141.1	139.1	139.0	140.1	159.6	139.3	159.1
Pr	0.10	0.16	0.13	0.12	0.11	0.14	0.15
Nd	3.60	3.40	3.20	3.70	3.90	3.30	3.25
Sm	6.64	6.65	6.90	6.70	6.50	6.40	6.6
Eu	0.53	0.50	0.52	0.51	0.57	0.50	0.53
Gd	12.3	12.8	15.1	18.9	15.3	15.4	15.5
Tb	3.60	3.80	3.50	3.55	3.8	3.3	3.5
Dy	45.3	41.5	45.3	44.8	44.2	42.4	42.4
Ho	11.0	11.1	10.1	11.0	12.4	14.1	14.2
Er	92.3	92.6	97.1	92.8	72.9	86.9	87.9
Tm	29.9	27.6	27.9	27.4	28.8	22.4	22.5
Yb	225	284	293	282	284	224	225
Lu	40.3	30.1	30.5	42.9	41.4	54.3	58.2
Hf	890	979	994	880	960	897	978
Ta	5.98	5.20	3.70	3.60	3.80	3.90	3.10
Pb	19.9	18.9	11.8	11.9	10.1	18.6	19.1
Th	290	255	231	229	228	222	251
U	956	1009	1155	1156	1136	1172	1101
ΣРЗЭ	664.4	703.2	723.8	725.7	724.6	650.5	690.03
Th/U	0.303	0.25	0.2	0.198	0.2	0.189	0.23
(La/Yb) _N	0.0053	0.0045	0.0044	0.0047	0.0046	0.0059	0.0051
Eu/Eu*	0.176	0.162	0.15	0.129	0.147	0.147	0.154
Ce/Ce*	54.2	49.76	47.7	47.7	56.0	46.8	59.0
Y/Ho	4.64	4.32	4.9	4.48	3.97	2.56	3.48
TE ₄	1.16	1.67	1.65	1.38	1.64	1.03	0.99

ны тетрадного эффекта М-типа. На диаграмме Eu/Eu*–TE₄ также наблюдается увеличение значений Eu/Eu* с повышением величин тетрадного эффекта (рис. 8). Согласно ряду кислотности-щелочности Sm, Gd и Eu в растворах при стандартных условиях это увеличение отвечает повышению кислотности среды (Маракушев, 1976). Следовательно, среда при кристаллизации циркона, при которой происходило увеличение содержания Sc в цирконе Кумирского штока, помимо высокой окисленности характеризовалась и увеличением кислотности. По-

следующие процессы перехода от магматической к пневматолито-гидротермальной фазе приводили к метамиктизации циркона. Его кристаллизация в грейзенах связана с флюидами, в которых помимо фтора важную роль играла водная составляющая.

В совокупности с геологическими данными конкордантный возраст 421 ± 16 млн лет свидетельствует о правомерности отнесения Кумирского штока, наряду с другими многочисленными субвулканическими телами в северной периферической полосе Коргонского прогиба, к лудловскому ярусу

Таблица 3

Химический состав циркона из грейзенов Кумирского месторождения

Table 3

Chemical composition of zircon from greisens of the Kumir deposit

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	33.4	33.6	33.5	33.1	33.3	33.1	33.8	33.4
ZrO ₂	65.8	65.3	65.8	66.4	66.2	66.3	65.9	65.5
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02
Sc	155	157	146	153	168	155	151	159
Ti	435	485	458	370	396	303	408	407
Y	57.4	57.3	53.4	43.8	44.7	53.1	52.4	51.3
Nb	42.1	42.8	43.0	43.3	52.1	53.2	54.1	54.0
La	29.9	39.1	52.8	49.7	63.0	54.3	44.4	68.7
Ce	381.6	454.4	521.9	630.7	659.3	534.7	446.8	528.0
Pr	66.1	63.2	63.3	101.4	93.8	59.3	96.3	87.1
Nd	141.6	244.8	221.5	149.3	218.4	217.1	163.9	145.4
Sm	42.4	50.6	41.9	61.7	52.9	62.4	61.9	72.7
Eu	0.73	0.75	0.67	0.77	0.87	0.65	0.88	1.10
Gd	54.1	58.3	48.0	67.6	88.5	101.6	102.1	190.1
Tb	34.8	41.5	52.3	52.1	52.4	53.2	53.8	53.7
Dy	449.2	434.7	356.1	326.8	248.3	243.1	345.8	443.1
Ho	113.0	210.1	211.8	212.1	213.9	216.1	147.6	217.5
Er	395.8	452.8	378.4	262.5	364.5	389.1	396.3	492.1
Tm	129.1	115.8	136.4	135.7	148.1	213.7	212.2	221.8
Yb	493.7	359.7	476.8	358.5	389.7	240.7	328.3	330.8
Lu	140.8	142.4	134.1	136.1	140.3	149.3	148.1	150.7
Hf	4894	4891	4983	4995	4993	4894	4991	4894
Ta	39.1	29.2	28.8	19.2	19.7	19.6	18.3	16.5
Pb	29.9	36.2	91.7	67.4	60.9	59.2	58.8	51.3
Th	191.8	186.6	215.8	186.9	240.5	182.9	190.2	234.8
U	1218	1120	1315	1365	1382	1401	1424	1441
ΣPЗЭ	2530.2	2725.4	2749.4	2588.8	2778.7	2588.3	2600.8	3054.1
Th/U	0.157	0.167	0.164	0.137	0.174	0.13	0.133	0.163
(La/Yb) _N	0.046	0.074	0.075	0.094	0.109	0.249	0.092	0.141
Eu/Eu*	0.041	0.042	0.045	0.036	0.038	0.025	0.033	0.027
Ce/Ce*	1.48	1.75	1.88	1.2	1.68	2.0	0.75	1.4
Y/Ho	0.51	0.27	0.25	0.21	0.21	0.24	0.36	0.27
TE ₄	1.06	0.8	1.13	1.16	1.06	0.73	1.08	0.99

позднего силура и более позднему раннему девону, связанному с наложенным коргонским вулканическим комплексом. Отдельные зерна прозрачного зонального циркона магматического облика с древними значениями возраста на уровне палеопротерозоя и даже неогархея являются ксеногенными и свидетельствуют о наличии докембрийских пород в области магмогенерации Кумирского штока.

Заключение

В результате исследований минеральных особенностей и распределения редких и редкоземельных элементов установлено, что в аляскит-порфирах Кумирского штока в Горном Алтае присутствуют два типа цирконов, один из которых, вероятно, синхронен образованию породы: он прозрачный, призматический и практически стехиометричен по составу. Второй тип характеризуется другой морфологией, непрозрачен и содержит повышенные концентрации U, из-за чего становится метамикт-

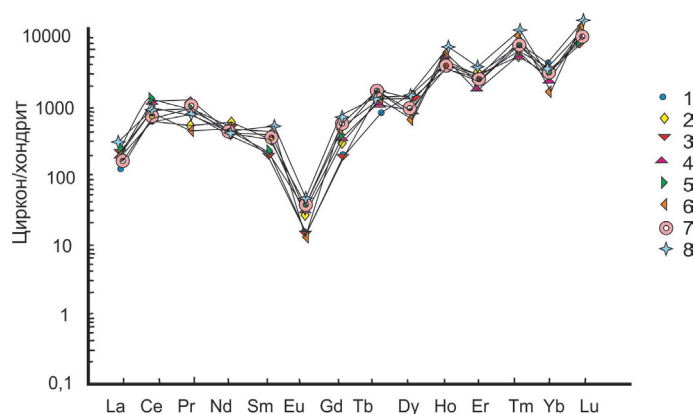


Рис. 4. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ в цирконах из грейзенов Кумирского месторождения.

Условные обозначения соответствуют номерам проб в табл. 3.

Fig. 4. Chondrite-normalized REE patterns of zircons from greisens of the Kumor deposit.

Numbers correspond to those in Table 3.

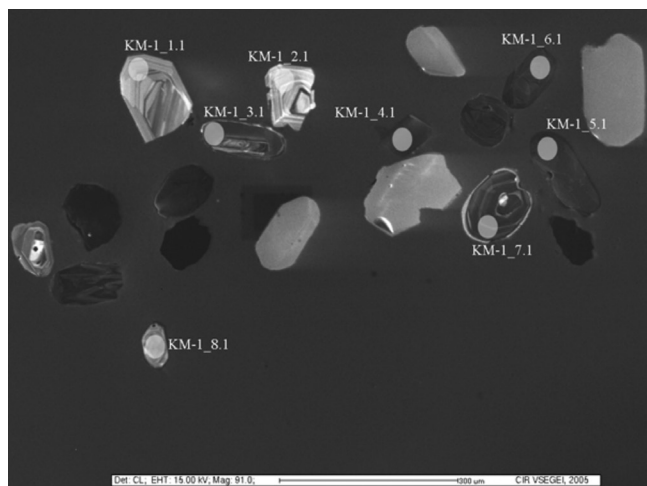


Рис. 5. Католюминесцентное изображение цирконов из эгирин-рибекитовых аляскит-порфиров Кумирского штока (проба КМ-1).

Fig. 5. Cathodoluminescent images of zircons from aegirine-riebeckite porphyritic alaskite of the Kumor stock (sample KM-1).

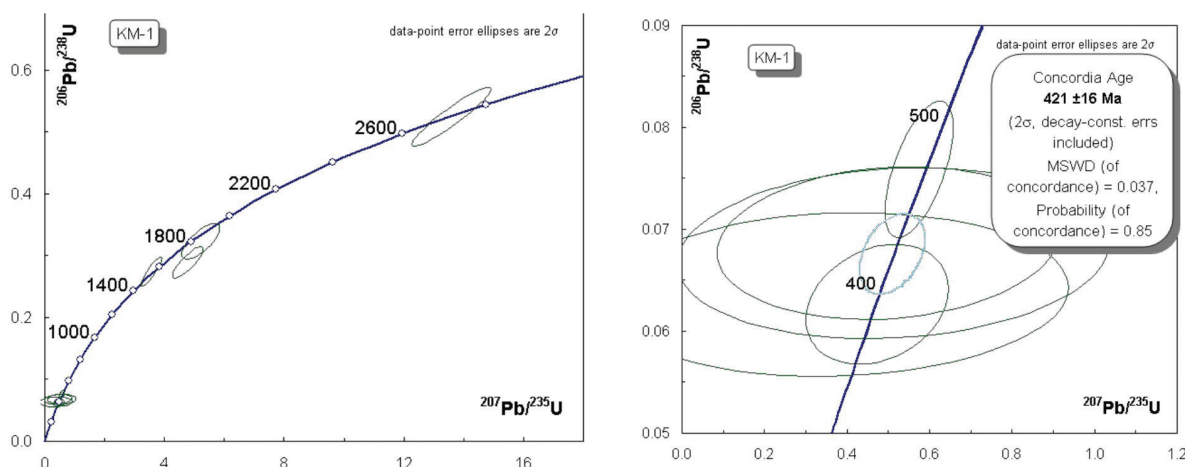


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из пробы КМ-1.

Fig. 6. Concordia diagrams for zircon from sample KM-1.

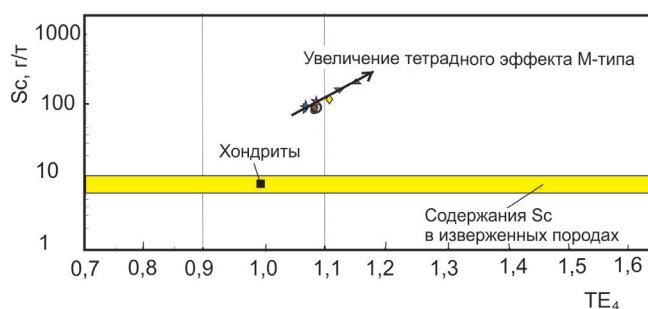


Рис. 7. Диаграмма Sc–TE₄ для магматогенного циркона Кумирского штока.

Содержание Sc в углистых хондритах по (Wasson, Kallemeyn, 1988), средние содержания Sc в изверженных породах по (Виноградов, 1962).

Здесь и на рис. 8, условные обозначения соответствуют номерам проб в табл. 1.

Fig. 7. Sc–TE₄ diagram for igneous zircons of the Kumir stock.

The Sc contents in carbonaceous chondrites after (Wasson, Kallemeyn, 1988); the average Sc contents of igneous rocks after (Vinogradov, 1962).

Here and in Fig. 8, numbers correspond to those in Table 1.

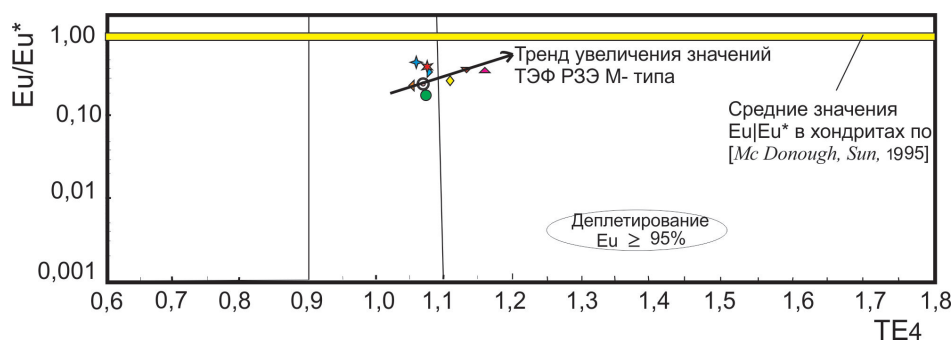


Рис. 8. Диаграмма Eu/Eu*–TE₄ для магматогенного циркона Кумирского штока.

Fig. 8. Eu/Eu*–TE₄ diagram for igneous zircon of the Kumir stock.

ным, и должен быть отнесен к пневматолито-гидротермальному этапу становления штока. По направлению от магматогенного к пневматолито-гидротермальному циркону установлены закономерные изменения его составов в зависимости от физико-химических изменений среды кристаллизации, а также флюидного режима процессов. В этом же направлении наблюдается увеличение концентраций высоkozарядных элементов, в том числе и Sc, на фоне увеличения активности водных флюидов. Накопление Sc и других высоkozарядных элементов в цирконе происходило при повышении кислотности среды и фугитивности кислорода.

Литература

Виноградов А.П. (1962) Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. *Геохимия*, (7), 555–572.

Гусев А.И., Гусев Н.И. (2020) Редкоземельное оруденение Коргонского прогиба. *Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая*, (1–2), 5–12.

Гусев А.И., Гусев Н.И., Ефимова И.В. (2009) Магматизм и оруденение Кумирского рудного поля, Горный Алтай. *Руды и металлы*, (6), 21–28.

Гусев А.И., Табакаева Е.М. (2015) Петрология, геохимия и генезис анорогенных гранитоидов. Hamburg, Palmarium Academic Publishing, 261 с.

Маракушев А.А. (1976) Термодинамические факторы образования рудной зональности / Термодинамические факторы образования рудной зональности скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., Наука, 36–51.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. (2000) Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, СО РАН, филиал «Гео», 187 с.

- Anthony J.W., Bideaux R.A., Bladh K.W., Nichols M.C.** (2003) Handbook of mineralogy. Mineralogical Society of America, Chantilly, 565 p.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.** (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **143**(3), 602–622.
- Burnham A.D., Berry A.J.** (2012) An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **95**(10), 196–212.
- Cherniak D.J., Watson E.B.** (2003) Diffusion in zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**(1), 113–143.
- Dai J.G., Wang C.S., Hébert R., Li Y.L., Zhong H.T., Guillaume R., Bezard R., Wei Y.S.** (2011) Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Yarlung Zangbo Suture Zone: Remnants of the Paleo-Tethys? *Gondwana Research*, **19**(1), 232–243.
- Fourcade S., Allegre C.J.** (1981) Trace elements behavior in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrenees, France). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **76**(2), 177–195.
- Gromet L.P., Silver L.T.** (1983) Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**(5), 925–939.
- Harrison T.M., Watson E.B., Rapp R.P.** (2006) Does anatexis deplete the lower crust in heat producing elements? Implications from experimental studies. *Trans American Geophysical Union (EOS)*, **67**(5), 386.
- Hinton R.W., Upton G.J.** (1991) The chemistry of zircon: variation within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**(2), 3287–3302.
- Irber W.** (1999) The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochim Cosmochim Acta*, **63**(2), 489–508.
- Liu Y.C., Li S.G., Gu X.F., Hou Z.H.** (2006) Zircon SHRIMP U-Pb dating for olivine gabbro at Wangmuguan in the Beihuaiyang zone and its geological significance. *China Science Bulletin*, **51**(11), 2500–2506.
- McDonough W.F., Sun S.** (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, (3–4), 223–253.
- McNaughton N.J., Mueller A.G., Groves D.I.** (2005) The age of the giant Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia: ion-microprobe zircon and monazite U-Pb geochronology of a synmineralization lamprophyre dike. *Economic Geology*, **100**(7), 1427–1440.
- Pupin J.P., Turco G.** (1972) Unetypologie originale du zircon accessoire. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, **95**(3), 348–359.
- Shao T., Cheng N., Song M.** (2016) Provenance and tectonic-paleogeographic evolution: Constraints from detrital zircon U-Pb ages of Late Triassic-Early Jurassic deposits in the northern Sichuan basin, central China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **127**(1), 12–31.
- Schaltegger U.** (2007) Hydrothermal zircon. *Elements*, **3**(1), 51–68.
- Sláma J., Košler J., Pedersen R.B.** (2007) Behaviour of zircon in high-grade metamorphic rocks: evidence from Hf isotopes, trace elements and textural studies. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **154**(3), 335–356.
- Wang X., Griffin W.L.** (2004) Unusual Hf contents in metamorphic zircon from coesite-bearing eclogites of the Dabie Mountains, east-central China: implications for the dating of ultrahigh pressure metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**(7), 629–637.
- Wasson J.T., Kallemeyn G.W.** (1988) Mean composition of the chondrite groups. *Philosophy Transactions Royal Society London*, **5**(7), 535–544.
- Williams I.S.** (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, **7**(1), 1–35.
- Xu X.-S., Zhang M., Zhu K.-Y., Chen X.-M., He Z.-Y.** (2012) Reverse age zonation of zircon formed by metamictisation and hydrothermal fluid leaching. *Lithos*, **150**(4), 256–267.
- Zhou Y., Liang X.Q., Liang X.R., Jiang Y., Wang C., Fu J.G., Shao T.** (2015) U-Pb geochronology and Hf-isotopes on detrital zircons of Lower Paleozoic strata from Hainan Island: new clues for the early crustal evolution of southeastern South China. *Gondwana Research*, **27**(4), 1586–1598.

References

plutonic association from the Querigut complex (Pyrenees, France). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **76**(2), 177–195.

Gromet L.P., Silver L.T. (1983) Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**(5), 925–939.

Gusev A.I., Gusev N.I. (2020) [REE mineralization of the Korgon Trough]. *Prirodnye resursy Gornogo Altaya: geologiya, geofizika, ekologiya, mineral'nye, vodnye i lesnye resursy Altaya* [Natural Resources of Gorny Altai: Geology, Geophysics, Ecology, Mineral, Water and Forest Resources of Altai], (1–2), 5–12 (in Russian).

Gusev A.I., Gusev N.I., Efimova I.V. (2009) [Magmatism and ore mineralization of Kumir ore field, Gorny Altai]. *Rudy i metally* [Ores and Metals], (6), 21–28 (in Russian).

Gusev A.I., Tabakaeva E.M. (2015) [Petrology, geochemistry and genesis of anorogenic granitoids]. Hamburg: Palmarium Academic Publishing, 261 p. (in Russian).

Harrison T.M., Watson E.B., Rapp R.P. (2006) Does anatexis deplete the lower crust in heat producing elements? Implications from experimental studies. *Trans American Geophysical Union (EOS)*, **67**(5), 386.

Hinton R.W., Upton G.J. (1991) The chemistry of zircon: variation within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**(2), 3287–3302.

Irber W. (1999) The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochim Cosmochim Acta*, **63**(2), 489–508.

Liu Y.C., Li S.G., Gu X.F., Hou Z.H. (2006) Zircon SHRIMP U-Pb dating for olivine gabbro at Wangmuguan in the Beihuaiyang zone and its geological significance. *China Science Bulletin*, **51**(11), 2500–2506.

Marakushev A.A. (1976) [Thermodynamic factors of formation of ore zoning]. In: *Termodinamicheskie faktory obrazovaniya rudnoi zonalnosti skrytogo orudeneniya na osnove zonalnosti gidrotermalnykh mestorozhdeniy* [Thermodynamic Factors of Formation of Blind Ore Zonation on the Basis of Zonation of Hydrothermal Deposits]. Moscow, Nauka, 36–51 (in Russian).

McDonough W.F., Sun S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**(3–4), 223–253.

McNaughton N.J., Mueller A.G., Groves D.I. (2005) The age of the giant Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia: ion-microprobe zircon and monazite U-Pb geochronology of a synmineralization lamprophyre dike. *Economic Geology*, **100**(7), 1427–1440.

Pupin J.P., Turco G. (1972) Unetypologie originale du zircon accessoire. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, **95**(3), 348–359.

Shao T., Cheng N., Song M. (2016) Provenance and tectonic-paleogeographic evolution: Constraints from detrital

zircon U-Pb ages of Late Triassic-Early Jurassic deposits in the northern Sichuan basin, central China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **127**(1), 12–31.

Schaltegger U. (2007) Hydrothermal zircon. *Elements*, **3**(1), 51–68.

Shokalskii S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G., Borisov S.M. (2000) [Correlation of igneous and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan fold region]. Novosibirsk, SO RAN, filial «Geo», 187 p. (in Russian).

Sláma J., Košler J., Pedersen R.B. (2007) Behaviour of zircon in high-grade metamorphic rocks: evidence from Hf isotopes, trace elements and textural studies. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **154**(3), 335–356.

Vinogradov A.P. (1962) [Average contents of chemical elements in main types of igneous rocks of the Earth's crust]. *Geokhimiya* [Geochemistry], (7), 555–572. (in Russian).

Wang X., Griffen W.L. (2004) Unusual Hf contents in metamorphic zircon from coesite-bearing eclogites of the Dabie Mountains, east-central China: implications for the dating of ultrahigh pressure metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **22**(7), 629–637.

Wasson J.T., Kallemeyn G.W. (1988) Mean composition of the chondrite groups. *Philosophy Transactions Royal Society London*, **5**(7), 535–544.

Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, **7**(1), 1–35.

Xu X-S., Zhang M., Zhu K-Y., Chen X-M., He Z-Y. (2012) Reverse age zonation of zircon formed by metamictisation and hydrothermal fluid leaching. *Lithos*, **150**(4), 256–267.

Zhou Y., Liang X.Q., Liang X.R., Jiang Y., Wang C., Fu J.G., Shao T. (2015) U-Pb geochronology and Hf-isotopes on detrital zircons of Lower Paleozoic strata from Hainan Island: new clues for the early crustal evolution of southeastern South China. *Gondwana Research*, **27**(4), 1586–1598.

УДК 548.4: 549.5

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-5

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС УЛЬТРАБАЗИТОВ КУРТУШИБИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

В.А. Симонов^{1, 2, 3}, А.И. Чернышов⁴, А.В. Котляров^{1, 3}

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, пр. Академика Коптюга 3, г. Новосибирск, 630090, Россия;
kotlyarov@igm.nsc.ru

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет,
ул. Пирогова 1, г. Новосибирск, 630090 Россия

³ Казанский федеральный университет, ул. Кремлевская 18, г. Казань, 420008 Россия

⁴ Томский государственный университет, пр. Ленина 36, г. Томск, 634050 Россия

Статья поступила в редакцию 24.03.2022 г., принята к печати 19.04.2022 г.

MINERALOGY AND GENESIS OF ULTRAMAFIC ROCKS FROM THE KURTUSHIBA OPHIOLITE BELT (WESTERN SAYAN)

V.A. Simonov^{1, 2, 3}, A.I. Chernyshov⁴, A.V. Kotlyarov^{1, 3}

¹ Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, pr. Akademika Koptugy 3, Novosibirsk, 630090, Russia;
kotlyarov@igm.nsc.ru

² Novosibirsk National Research State University, ul. Pirogova 1, Novosibirsk, 630090 Russia

³ Kazan Federal University, ul. Kremlevskaya 18, Kazan, 420008 Russia

⁴ Tomsk State University, pr. Lenina 36, Tomsk, 634050 Russia

Received 24.03.2022, accepted 19.04.2022

Аннотация. Исследования минералов и расплавных включений в ультрабазитах Куртушибинского офиолитового пояса в Западном Саяне позволили установить условия минералообразования при их формировании. Рассмотрены особенности состава минералов в ультраосновных породах Иджимского, Калнинского и Эргакского массивов. Присутствие расплавных включений прямо указывает на магматогенное происхождение части хромшпинелидов из дунитов Иджимского массива. Важной является тесная ассоциация шпинелей из хромититов с магматогенными хромшпинелидами в одной группе, что свидетельствует о возможном формировании хромитового оруденения при участии расплавов. Изучение расплавных включений в минералах выявило эволюцию расплавов (пикриты – пикробазальты – базальты – андезибазальты) в процессе последовательной кристаллизации минералов в породах офиолитовой ассоциации Западного Саяна. Расчетное моделирование на основе данных по составам включений и оливинов свидетельствует о том, что кристаллизация оливина при формировании ультрабазитов куртушибинских офиолитов происходила при падении давления от 9.2 до 6.2 кбар и температуры от 1550 до 1430 °С из пикритовых расплавов, эволюционирующих до пикробазальтовых расплавов. При снижении давления до 3.8–2.3 кбар и температур пикробазальтовых расплавов (1240–1230 °С) образование оливина прекращалось и происходила кристаллизация клинопироксена из базальтовых магм при 2.7–1.9 кбар и около 1215 °С. На постмагматическом этапе пластические деформации ультрабазитов Западного Саяна происходили при снижении температуры от 850 до 640 °С, приводя к последовательной смене протогранулярных структур мезогранулярными и далее порфирокластовыми и порфиroleйстовыми.

Ключевые слова: условия кристаллизации минералов, ультрабазиты, офиолиты Западного Саяна, расплавные включения в хромшпинелидах.

Abstract. The studies of minerals and melt inclusions in ultramafic rocks of the Kurtushiba ophiolite belt (Western Sayan) allowed us to establish the conditions of mineral-forming processes during their formation. The features of the compositions of minerals of ultramafic rocks of the Idzhim, Kalny and Ergaki massifs are considered. The presence of melt inclusions directly indicates a magmatic origin of some Cr-spinels from dunites of the Idzhim massif. A close assemblage of Cr-spinels from chromitites with igneous Cr-spinels is important because of the possible formation of chromite ore from melts. The study of melt inclusions revealed the evolution of melts (picrites – picrobasalts – basalts – basaltic andesites) during the consecutive crystallization of minerals from the Western Sayan ophiolites. Computational modeling based on the compositions of melt inclusions and olivine indicates that olivine of ultramafic rocks of the Kurtushiba ophiolites crystallized at a decreasing pressure from 9.2 to 6.2 kbar and a decreasing temperature from 1550 to 1430 °C from picritic melts, which evolved to picrobasaltic melts. With a decrease in pressure to 3.8–2.3 kbar and temperature of picrobasaltic melts (1240–1230 °C), the formation of olivine terminated following by the crystallization of clinopyroxene from basaltic magmas at 2.7–1.9 kbar and about 1215 °C. The postmagmatic stage was characterized by plastic deformations of the Western Sayan ultramafic rocks at a decreasing temperature from 850 to 640 °C, which resulted in a successive change from protogranular to mesogranular structures and then to porphyroclastic and porphyroleistic structures.

Keywords: conditions of mineral crystallization, ultramafic rocks, ophiolites of the Western Sayan, melt inclusions in Cr-spinels.

Для цитирования: Симонов В.А., Чернышов А.И., Котляров А.В. Минералогия и генезис ультрабазитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян). Минералогия, 8(2), 49–62. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-8-2-5

For citation: Simonov V.A., Chernyshov A.I., Kotlyarov A.V. Mineralogy and genesis of ultramafic rocks from the Kurtushiba ophiolite belt (Western Sayan) Mineralogy, 8(2), 49–62. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-8-2-5.

Введение

Впервые о присутствии в Западном Саяне ультрабазитов сообщалось в работе А.Г. Сивова и Г.В. Пинуса (1934) и в дальнейшем они рассматривались во многих публикациях (Пинус и др., 1958; Пинус, Колесник, 1966; Гончаренко, 1989; Петрология..., 1977; Кузнецов, 1980; Сибилев, 1980; Симонов, 1993; Чернышов и др., 2019). В Западном Саяне выделяются три офиолитовых пояса, содержащих ультрабазиты: Северо-Саянский, Борусский и Куртушибинский (рис. 1). Наиболее детально нами были рассмотрены ультраосновные породы из Иджимского, Калнинского и Эргакского массивов, входящие в состав Куртушибинского офиолитового пояса.

Отличительной чертой наших исследований является сочетание данных по составу минералов с результатами изучения расплавных включений в хромшпинелидах, позволившее не только рассмотреть минералогия ультрабазитов Западного Саяна, но и установить физико-химические условия минералообразования с помощью расчетного моделирования. В статье приводится значительный объем новой оригинальной информации, а также обобщены опубликованные данные.

Методы исследования

Изучены образцы, собранные авторами во время многочисленных экспедиционных работ в Западном Саяне, начиная с 1975 г. Особенности минералогии и физико-химических параметров кристаллизации ультрабазитов из Куртушибинского офиолитового пояса в Западном Саяне установлены с помощью анализа первичных минералов (оливинов, хромшпинелидов, ортопироксенов, клинопироксенов) и экспериментальных исследований расплавных включений в хромшпинелидах.

Расплавные включения изучены в Институте геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). В связи с тем, что изучаемые хромшпинелиды практически непрозрачны и непосредственные наблюдения за включениями в процессе нагрева в них проводить невозможно, была разработана особая методика экспериментов и создана специальная микротермокамера на основе силитового нагревателя. Проба (около 50–100 зерен хромшпинелидов размером 0.25–1.00 мм) помещалась в миниконтейнер и нагревалась в микрокамере при визуальном контроле под стереомикроскопом. Эксперименты при высоких температурах проводились на основе имеющихся методик иссле-

дования расплавных включений (Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994) с учетом невысокой вязкости расплавов и сведения к минимуму возможности растворения матрицы хромита-хозяина: нагрев до 1000–1100 °С (8–10 мин), постепенный нагрев до 1250–1275 °С (до 10 мин), закалка при резком удалении миниконтейнера с пробой из микротермокамеры на холодную металлическую пластину. В дальнейшем прогретые зерна хромита полировались. Найденные в отраженном свете с помощью микроскопа включения анализировались в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) и ИГМ СО РАН на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro. Пределы обнаружения (мас. %) компонентов этим методом следующие: SiO_2 – 0.007, TiO_2 – 0.032, Al_2O_3 – 0.011, Cr_2O_3 – 0.019, FeO – 0.019, MnO – 0.034, MgO – 0.011, CaO – 0.008, Na_2O – 0.017, K_2O – 0.009, Cl – 0.017, P_2O_5 – 0.011. Стандартами при анализе на микрозонде служили ортоклаз (OR), альбит (AB), диопсид (DI), базальтовое стекло (GL).

Состав стекол расплавных включений проанализирован в ИГМ СО РАН на СЭМ LEO 1430 VP и MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding) с системой микроанализа INCA Energy 450+ XMax 80 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного пучка 1.5 нА и живом времени набора спектров 20 с. Погрешность определения основных компонентов ($C \geq 10$ –15 мас. %) не превышает 1 отн. %. Погрешность определения компонентов концентрациями 1–10 мас. % лежит в диапазоне 2–6 отн. % и обычно не превышает 10 отн. %. При концентрациях вблизи предела обнаружения (0.2–0.3 мас. %) погрешность может достигать величины 20 отн. % (Лаврентьев и др., 2015).

Особенности физико-химических условий формирования минералов из ультрабазитов Куртушибинских офиолитов рассмотрены с помощью расчетного моделирования на основе составов расплавных включений и минералов с использованием программ COMAGMAT (Ariskin, Barmina, 2004) и WinPLtb (Yavuz, Yildirim, 2018). Применение минералогических термобарометров (Fabries, 1979) позволило получить дополнительную информацию о физико-химических параметрах кристаллизации минералов из ультрабазитов Западного Саяна.

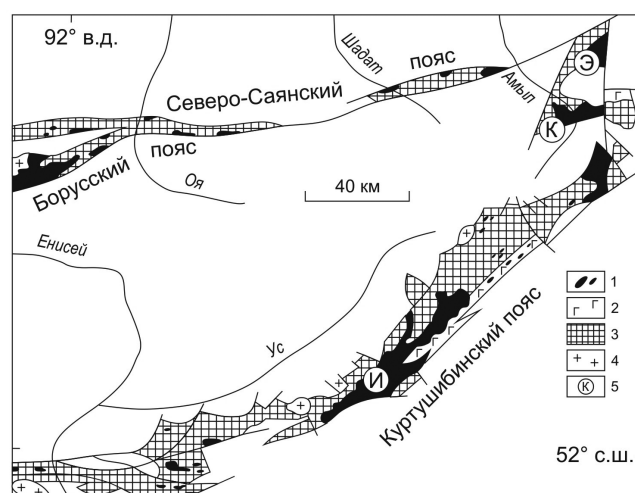


Рис. 1. Схема расположения офиолитовых поясов в Западном Саяне, составлена с использованием материалов из работ (Сибилев, 1980; Чернышов, Юричев, 2013).

1 – ультрабазиты; 2 – габброиды, дайковый комплекс; 3 – диабазовая толща, углисто-кремнистые сланцы (чингинская и нижнемонокская свиты); 4 – посторогенные граниты; 5 – ультрабазитовые массивы (И – Иджимский, К – Калнинский, Э – Эргакский).

Fig. 1. Schematic location of ophiolite belts in Western Sayany, composed using materials from (Sibilev, 1980; Chernyshov, Yurichev, 2013).

1 – ultramafic rocks; 2 – gabbroids, dike complex; 3 – diabase sequence, carbonaceous-siliceous shales (Chinga and Nizhnii Monok formations); 4 – postorogenic granites; 5 – ultramafic massifs (И – Idzhim, К – Kalny, Э – Ergak).

Геолого-петрологические особенности Куртушибинских офиолитов

В состав офиолитов Западного Саяна входит ряд ультрабазитовых массивов, среди которых выделяются Иджимский, Калнинский и Эргакский (рис. 1). Строение и состав полного разреза офиолитов детально исследованы нами в Иджимском массиве на участке р. Левый Коярд (рис. 1, 2). Здесь из керна скважин были отобраны образцы дунитов с хромшпинелидами. Также использовались данные по минералам из Калнинского и Эргакского ультраосновных массивов.

В состав Куртушибинских офиолитов входят следующие комплексы пород (Петрология..., 1977; Кузнецов, 1980; Сибилев, 1980; Симонов, 1993):

1. Основание разреза слагают гарцбургиты и дуниты с жилами вебстеритов и измененных габброидов. Мощность более 3 км.

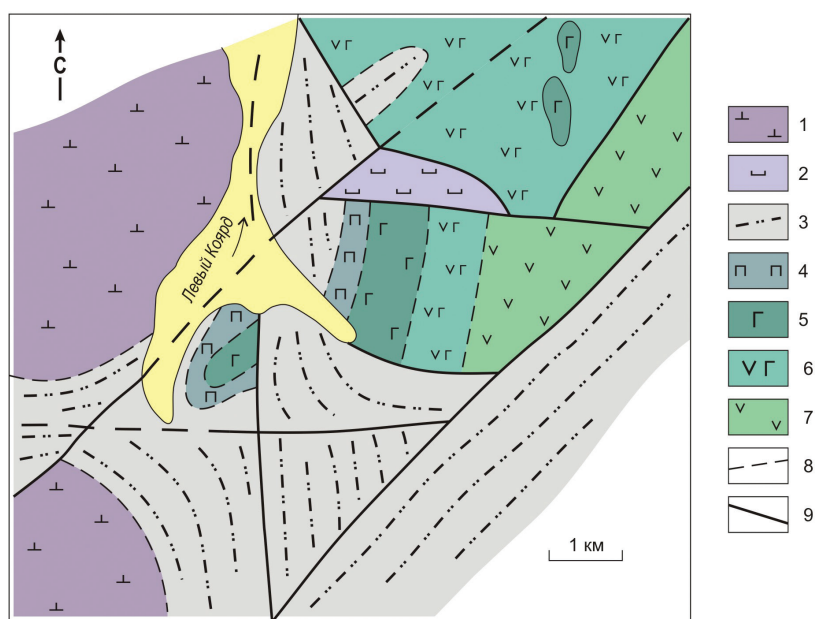


Рис. 2. Схема геологического строения Куртушибинских офиолитов (Иджимский массив, участок р. Левый Коярд), составлена авторами.

1 – дуниты, гарцбургиты; 2 – серпентиниты; 3 – метаэффузивы, углисто-кремнистые сланцы (чингинская свита); 4 – переходный расслоенный дунит (серпентинит)-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 5 – габброиды; 6 – дайковый диабазовый комплекс; 7 – эффузивно-осадочная толща офиолитов; 8 – примерные границы; 9 – разломы.

Fig. 2. Scheme of geological structure of the Kurtushiba ophiolites (Idzhim massif, area of the Levy Koyard River), composed by the authors.

1 – dunite, harzburgite; 2 – serpentinite; 3 – metaeffusive rocks, carbonaceous-siliceous shales (Chinga Formation); 4 – transitional layered dunite (serpentine)-wehrlite-clinopyroxenite complex; 5 – gabbroids; 6 – dike diabase complex; 7 – effusive-sedimentary sequence of ophiolites; 8 – approximate boundaries; 9 – faults.

2. Переходный расслоенный дунит (серпентинит)-верлит-клинопироксенитовый комплекс (0.2–0.3 км). В нижней части преобладают верлиты, верхняя часть имеет габбро-клинопироксенитовый состав.

3. Габбро и габбродиабазы. Мощность 1–1.5 км. Массивные среднезернистые габбро содержат крупнокристаллические габбро- и клинопироксенит-пегматиты, блоки серпентинизированных перидотитов и беспорядочно ориентированные диабазовые дайки.

4. Дайковый комплекс (1.5–2 км). В верховьях р. Левый Коярд выделяется серия параллельных диабазовых даек типа «дайка в дайке». Крупные дайки – прямолинейные, более мелкие – с изгибами. Характерны тонкие скрины мелкозернистого габбро, имеющего собственные зоны закалки и фактически являющегося «верхним габбро».

5. В эффузивно-осадочной толще офиолитов выделяются базальтовые порфириты и пирокластиты основного состава, а также туфопесчаники, алевролиты и т. п.

Состав минералов из ультрабазитов Куртушибинских офиолитов

В образцах ультрабазитов Куртушибинских офиолитов проанализированы оливины, хромшпинелиды, ортопироксены и клинопироксены.

Оливины из дунитов и гарцбургитов на диаграммах MnO–Fo и NiO–Fo частично располагаются в поле минералов из гарцбургитов Срединно-Атлантического хребта (САХ), также как и оливины из ультрабазитов Чаган-Узунского массива (Горный Алтай) и Оспинского массива (Восточный Саян). Оливины с повышенными значениями форстеритового компонента отличаются от океанических минералов, полностью совпадая с данными по минералам Восточного Саяна (рис. 3). В целом, видны общие черты рассмотренных офиолитов, которые содержат оливины с океаническими характеристиками.

Хромшпинелиды на диаграмме Cr#–Mg# отчетливо разбиваются на две группы. В состав пер-

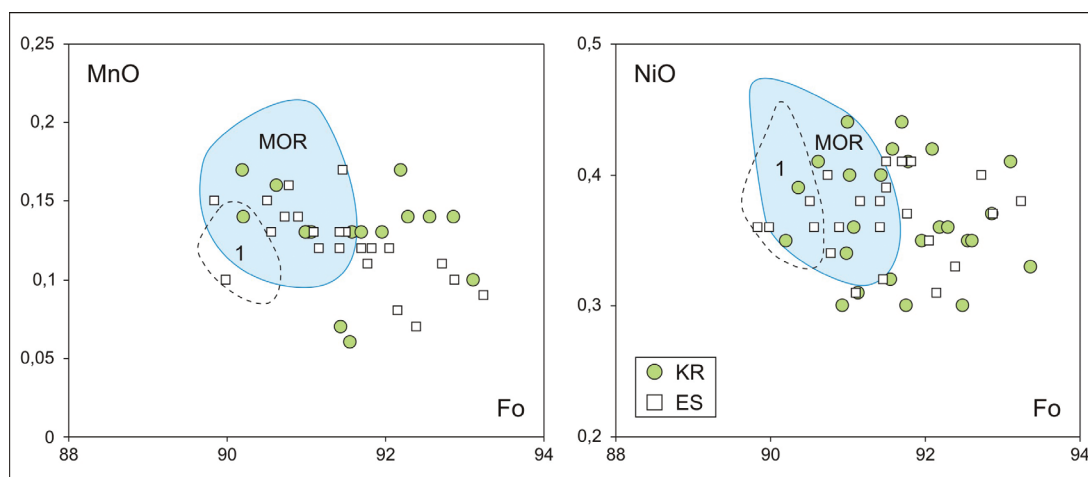


Рис. 3. Состав оливинов из ультрабазитов Куртушибинских офиолитов (KR) и дунитов и гарцбургитов Оспинского массива (Восточный Саян) (ES) на диаграммах MnO–Fo и NiO–Fo. Построено на основе оригинальных данных и материалов из работ (Гончаренко, 1989; Симонов и др., 1999; Анциферова, 2006; Рыбакова, 2019).

Поля составов оливинов из гарцбургитов: MOR – САХ и 1 – Чаган-Узунского массива (Горный Алтай). Fo – форстеритовый компонент.

Fig. 3. Composition of olivines from ultramafic rocks of the Kurtushiba ophiolites (KR) and harzburgites of the Ospinsky massif (East Sayan) (ES) on MnO–Fo and NiO–Fo diagrams. Based on original data and materials from (Goncharenko, 1989; Simonov et al., 1999; Antsiferova, 2006; Rybakova, 2019).

Compositional fields of olivines from harzburgites of: MOR – MAR and 1 – Chagan-Uzun massif (Gorny Altai). Fo – forsterite component.

вой (№ 1 на рис. 4) входят хромиты с расплавленными включениями и минералы из хромититов, образующие изометричное поле с повышенными значениями хромистости и магнетиальности. Для другой группы характерен прямолинейный тренд роста значений $\text{Cr}\#$ на фоне падения значений $\text{Mg}\#$ и переходом от океанических характеристик к островодужным. В начале тренда располагаются, в основном, хромшпинелиды из гарцбургитов, а в конце – преобладают более хромистые и менее магнетиальные хромиты из дунитов (рис. 4).

Тесная ассоциация магматогенных хромшпинелидов (табл. 1) в одной группе с минералами из хромититов свидетельствует о том, что в формировании хромитового оруденения Куртушибинских офиолитов могли участвовать расплавы.

Во второй группе хромшпинелиды разделяются на относительно низкохромистые (располагающиеся в океаническом поле и тесно ассоциирующие с хромитами из гарцбургитов офиолитов Горного Алтая) и с повышенными значениями $\text{Cr}\#$ (находящиеся в поле перидотитов фундамента островных дуг и глубоководных желобов), что свидетельствует о развитии палеогеодинамической ситуации от срединно-океанического хребта к островодужной системе.

Ортопироксены на диаграммах $\text{Cr}\#$ – $\text{Mg}\#$ и Al_2O_3 – $\text{Mg}\#$ разделяются на две группы. Пироксены с повышенной хромистостью и пониженным содержанием Al_2O_3 близки по составу к ортопироксенам из островодужных ультрабазитов. Другая группа пироксенов с минимальными значениями $\text{Cr}\#$ и максимумом содержания Al_2O_3 наиболее близка ортопироксенам гарцбургитов САХ. Подобное разделение отмечается и для ортопироксенов из гарцбургитов офиолитов Горного Алтая, при этом для пироксенов из офиолитов Восточного Саяна характерны исключительно островодужные характеристики (рис. 5).

Клинопироксены по соотношению минералов (En–Wo–Fs) принадлежат к диопсиду. На диаграмме TiO_2 – FeO они располагаются в поле клинопироксенов из ультраосновных пород САХ (рис. 6). По соотношению $\text{Cr}\#$ – $\text{Mg}\#$ клинопироксены также разбиваются на две группы, и наблюдается переход от океанических характеристик к островодужным (рис. 6). Повышенными значениями хромистости обладают клинопироксены, формирующие микрокристаллы в хромшпинелидах, в отличие от пироксенов из основной массы ультрабазитов.

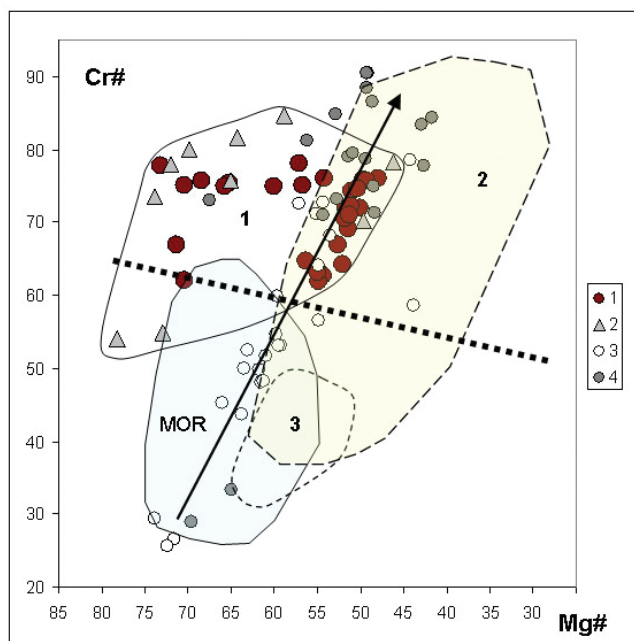


Рис. 4. Состав хромшпинелидов из ультрабазитов Куртушибинских офиолитов на диаграмме Cr#–Mg#. Построено на основе оригинальных данных и материалов из работ (Гончаренко, 1989; Паланджан, 1992; Симонов и др., 1999, 2009; Чернышов, Юричев, 2013; Рыбакова, 2019).

1–4 – хромшпинелиды Куртушибинских офиолитов: с расплавленными включениями из дунитов (1), без расплавленных включений из хромититов (2), гарцбургитов (3) и дунитов (4). Поля составов хромшпинелидов: с расплавленными включениями из дунитов + хромиты из хромититов Куртушибинских офиолитов (1), перидотитов (гарцбургиты) фундамента островных дуг и глубоководных желобов (2), гарцбургитов Чаган-Узунского массива (Горный Алтай, 3), ультрабазитов зоны разлома 15°20' СХА (MOR). Тренды: сплошная линия – хромшпинелиды без расплавленных включений из дунитов и гарцбургитов Куртушибинских офиолитов; точечная линия – хромшпинелиды с расплавленными включениями из дунитов Карашатского массива (Южная Тува) и перидотитов зоны разлома 15°20' СХА. Здесь и далее: $Cr\# = Cr \cdot 100 / (Cr + Al)$, $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$.

Fig. 4. Composition of Cr spinels from ultramafic rocks of the Kurtushiba ophiolites on Cr#–Mg# diagram. Based on original data and materials from (Goncharenko, 1989; Palandzhyan, 1992; Simonov et al., 1999, 2009; Chernyshov, Yurichev, 2013; Rybakova, 2019).

1–4 – Cr-spinels from the Kurtushiba ophiolites: with melt inclusions from dunite (1), without melt inclusions from chromitite (2), harzburgite (3) and dunite (4). Compositional fields of Cr-spinels: with melt inclusions from dunite + chromite from chromitite of the Kurtushiba ophiolites (1), peridotite (harzburgite) of the basement of island arcs and deep-water trenches (2), harzburgite of the Chagan-Uzun massif (Gorny Altai, 3), ultramafic rocks of the 15°20' N

Fracture Zone, MAR (MOR). Trends: solid line – Cr-spinels without melt inclusions from dunite and harzburgite of the Kurtushiba ophiolites; dotted line – Cr-spinels with melt inclusions from dunite of the Karashat massif (South Tuva) and from peridotite of the 15°20' N Fracture Zone, MAR. Hereinafter: $Cr\# = Cr \cdot 100 / (Cr + Al)$, $Mg\# = Mg \cdot 100 / (Mg + Fe^{2+})$.

Расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов

Расплавные включения (20–50 мкм) в зернах хромшпинелидов располагаются равномерно и являются первичными. Форма включений округлая, равновесная, обычно с признаками негативной огранки. Основной объем в прогретых включениях (после высокотемпературных экспериментов и закалки) занимает однородное стекло, часто с круглыми газовыми пузырьками (рис. 7). Иногда присутствуют микрокристаллиты амфибола и магнетита. Эти данные свидетельствуют о гомогенизации в процессах полного расплавления содержимого включений и, соответственно, закаленное стекло содержит прямую информацию о составе расплава, из которого кристаллизовался хромшпинелид.

Состав стекол прогретых расплавных включений в хромшпинелидах приведен в таблице 2. Стекла прогретых и закаленных расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов по содержанию SiO_2 (41–54 мас. %) соответствуют серии (ультрамафиты – габбро – диабазовые дайки), породы которой представлены на участке р. Левый Коярд. На диаграмме $MgO-SiO_2$ включения показывают эволюцию состава: пикриты – пикробазальты – базальты – андезибазальты. Тренды включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов и Карашатских офиолитов (Южная Тува) практически совпадают, проходя через поле включений в шпинелях из океанических ультрабазитов (рис. 8).

Выделяется три группы включений с 1) максимальным содержанием MgO (29–19 мас. %) и минимальным – SiO_2 (41–46 мас. %), 2) промежуточным содержанием MgO (15–6 мас. %) и SiO_2 (45–49 мас. %) и 3) минимальным содержанием MgO (6–3 мас. %) и максимальным – SiO_2 (50–54 мас. %), ассоциирующих с пикритами (и включениями из океанических ультрабазитов), габброидами, базальтами и андезибазальтами, соответственно (рис. 8).

Таблица 1

Представительные анализы хромшпинелидов с расплавленными включениями из дунитов
Куртушибинских офиолитов (мас. %)

Table 1

Representative analyses of Cr-spinels with melt inclusions from dunites of the Kurtushiba ophiolites (wt. %)

№ п/п	№ ан.	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма
1	3	н.о.	49.54	19.48	19.30	н.о.	11.68	100.00
2	4	н.о.	53.23	15.97	20.01	н.о.	10.79	100.00
3	11.2	н.о.	54.75	14.33	20.15	н.о.	10.77	100.00
4	11.3	н.о.	50.38	18.46	19.13	н.о.	12.04	100.01
5	11.4	н.о.	53.61	14.98	20.59	н.о.	10.82	100.00
6	11.5	н.о.	51.56	17.16	20.19	н.о.	11.10	100.01
7	1.1	н.о.	57.99	13.03	16.39	н.о.	12.59	100.00
8	1.2	н.о.	56.87	12.71	18.59	н.о.	11.82	99.99
9	1.3	н.о.	57.56	12.18	19.05	н.о.	11.21	100.00
10	1.4	н.о.	59.25	11.20	17.72	н.о.	11.83	100.00
11	1	н.о.	55.79	12.98	20.47	н.о.	10.52	99.76
12	2	н.о.	49.50	18.42	20.87	н.о.	11.03	99.82
13	3	н.о.	54.66	14.33	20.34	0.39	10.27	99.99
14	3а	н.о.	54.34	14.03	20.61	0.60	10.43	100.01
15	3а2	н.о.	53.53	14.65	20.72	0.35	10.56	99.81
16	82	0.01	55.46	11.95	16.70	0.39	14.14	98.65
17	83	0.02	48.95	20.07	14.98	0.34	15.30	99.66
18	84	0.02	51.05	16.94	15.69	0.44	15.21	99.35
19	85	0.01	56.00	12.23	16.90	0.36	13.47	98.97
20	86	0.01	58.15	11.15	14.03	0.31	15.21	98.86
21	87	0.00	57.23	12.82	15.27	0.24	13.68	99.24
22	88	0.01	57.90	12.86	13.62	0.25	14.78	99.42
23	46	0.03	55.29	11.70	23.76	0.00	9.87	100.65
24	48	0.03	56.45	12.16	21.06	0.03	10.08	99.81
25	50	0.05	48.61	20.14	19.68	0.00	11.83	100.31
26	51	0.06	49.05	19.26	19.44	0.00	11.72	99.53
27	53	0.04	55.60	12.74	20.78	0.03	10.31	99.50

Примечание. н.о. – ниже предела обнаружения.

Note. н.о. – below detection limit.

Характер изменения состава включений на диаграмме CaO–MgO близок к расчетному тренду модельных составов пород Карашатского массива (рис. 9). Информация, представленная на этом рисунке, подтверждает разделение расплавленных включений в хромшпинелидах на группы: первая с максимальным содержанием MgO располагается в поле ультрамафитов; вторая с максимальным содержанием CaO приурочена к габбро; третья группа с минимальным содержанием CaO тесно связана с диабазовыми дайками.

Также были установлены закалочные включения с аномально высоким содержанием CaO (21.50–21.85 мас. %, табл. 2), близким к составу клинопироксена. По содержанию большинства остальных компонентов эти включения заметно от-

личаются от данных по клинопироксенам, хорошо согласуясь с информацией по стеклам прогретых расплавленных включений в хромшпинелидах Куртушибинских офиолитов (табл. 2).

Вариационные диаграммы показывают соответствие трендов состава включений последовательности пород Куртушибинских офиолитов: ультрамафиты – габбро – диабазовые дайки (рис. 8, 9, 10). Составы включений в океанических хромшпинелидах обычно располагаются в начале трендов включений в офиолитовых хромитах. Необходимо отметить, что составы включений из хромшпинелидов Куртушибинских и Карашатского офиолитов близки, но в некоторых случаях заметно отличаются: в частности, для FeO (рис. 8, 9, 10).

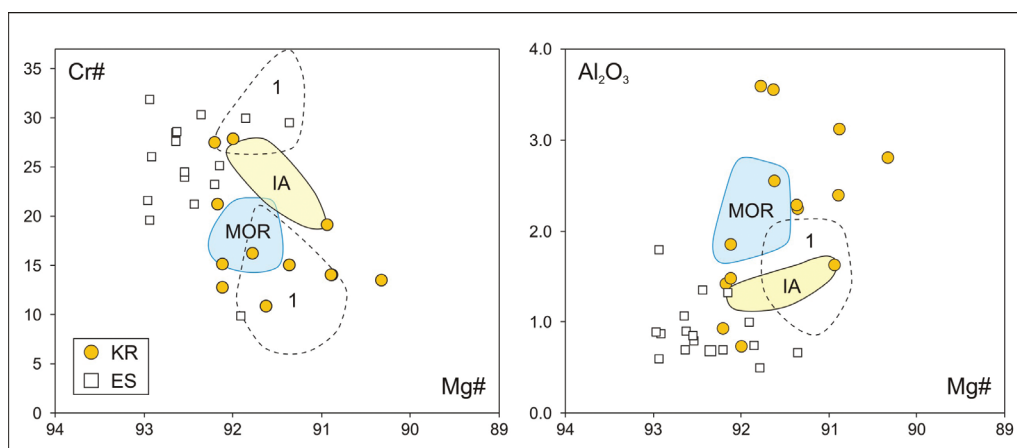


Рис. 5. Состав ортопироксенов из ультрабазитов Куртушибинских офиолитов (KR) и гарцбургитов Оспинского массива (Восточный Саян) (ES) на диаграммах Cr#–Mg# и Al_2O_3 –Mg#. Построено на основе оригинальных данных и материалов из работ (Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Симонов и др., 1999; Анциферова, 2006; Рыбакова, 2019).

Ортопироксены из гарцбургитов: 1 – Чаган-Узунского массива (Горный Алтай), MOR – САХ, IA – островодужных желобов Тихого океана.

Fig. 5. Composition of orthopyroxenes from ultramafic rocks of Kurtushiba ophiolites (KR) and harzburgite of the Ospa massif (Eastern Sayany) (ES) on Cr#–Mg# and Al_2O_3 –Mg# diagrams. Based on original data and materials from (Savel'eva, 1987; Goncharenko, 1989; Simonov et al., 1999; Antsiferova, 2006; Rybakova, 2019).

Orthopyroxenes from harzburgite of: 1 – Chagan-Uzun massif (Gorny Altai), MOR – MAR, IA – island-arc trenches of the Pacific Ocean.

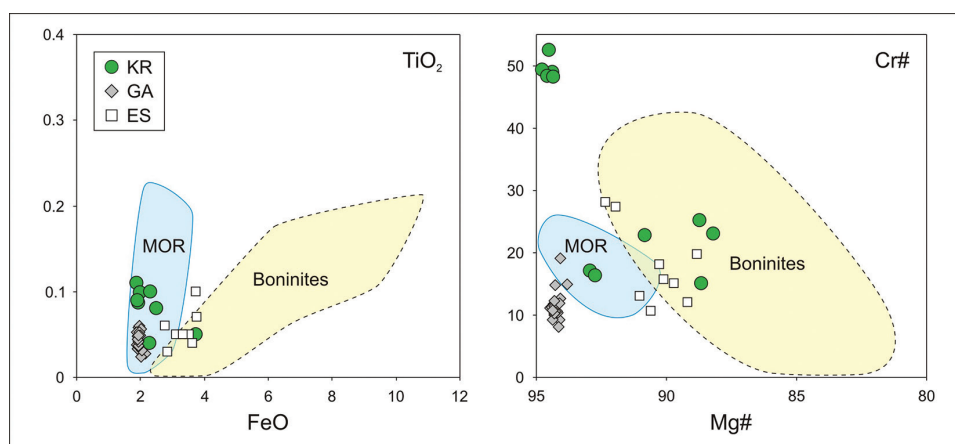


Рис. 6. Состав клинопироксенов из ультрабазитов Куртушибинских офиолитов (KR), пироксенитов Чаган-Узунского массива (Горный Алтай, GA) и пироксенитов и верлитов Оспинского массива (Восточный Саян, ES) на диаграммах TiO_2 –FeO и Cr#–Mg#. Построено на основе оригинальных данных и материалов из работ (Гончаренко, 1989; Симонов и др., 1994, 1999, 2009; Анциферова, 2006; Brunelly et al., 2006; Kotlyarov et al., 2018).

Клинопироксены из ультрабазитов САХ (MOR) и бонинитов Курайских офиолитов (Горный Алтай) (Boninites).

Fig. 6. Composition of clinopyroxenes from ultramafic rocks of the Kurtushiba ophiolites (KR), pyroxenites of the Chagan-Uzun massif (Gorny Altai, GA) and pyroxenites and wehrlites of the Ospa massif (Eastern Sayany, ES). Based on original data and materials from (Goncharenko, 1989; Simonov et al., 1994, 1999, 2009; Antsiferova, 2006; Brunelly et al., 2006; Kotlyarov et al., 2018).

Clinopyroxenes from MAR ultramafic rocks (MOR) and boninites of the Kurai ophiolites (Gorny Altai) (Boninites).

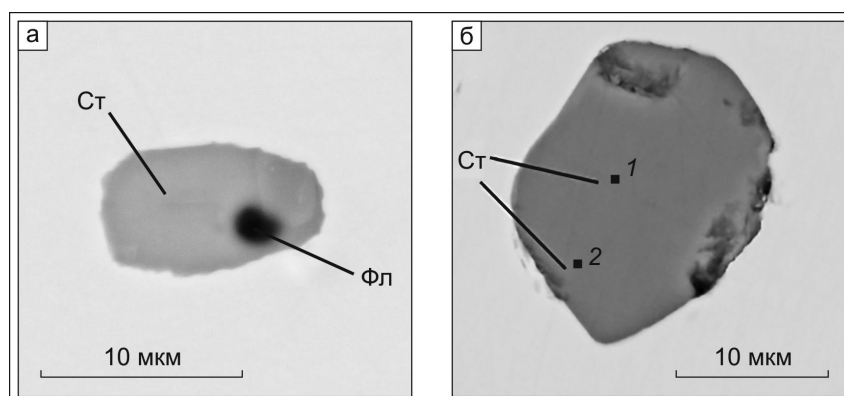


Рис. 7. Расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов после высокотемпературных экспериментов в микротермокамере и закалки.

Ст – закалочное стекло. Фл – флюидный пузырек. СЭМ-фото. 1, 2 – точки анализов гомогенного стекла.

Fig. 7. Melt inclusions in Cr-spinels from dunite of the Kurtushiba ophiolites after high-temperature experiments in microchamber and quenching.

Ст – quenched glass. Фл – fluid bubble. SEM images. 1, 2 – points of analysis of homogeneous glass.

Таблица 2

Представительные анализы гомогенных стекол прогретых расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов (мас. %)

Table 2

Representative analyses of homogeneous glasses of heated melt inclusions in Cr-spinels from dunites of the Kurtushiba ophiolites (wt %)

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
1	37*	52.12	0.12	8.63	1.30	16.23	0.10	8.23	11.08	0.25	0.15	98.20
2	38	51.20	0.11	8.83	1.28	16.81	0.09	10.59	11.14	0.31	0.13	100.49
3	39	53.27	0.11	9.46	1.27	13.79	0.09	9.99	11.76	0.27	0.19	100.20
4	3	47.63	н.о.	13.92	1.47	9.17	н.о.	9.06	14.32	4.19	0.24	100.00
5	4	42.18	н.о.	6.93	2.37	11.71	н.о.	29.13	7.69	н.о.	н.о.	100.01
6	11, 3	48.98	н.о.	16.69	1.74	6.78	н.о.	7.61	13.46	4.40	0.35	100.01
7	11, 3	44.34	н.о.	11.35	2.84	5.99	н.о.	19.26	11.87	2.14	0.20	97.99
8	4	53.25	0.11	12.60	0.77	6.52	0.07	5.40	21.85	0.32	0.15	101.05
9	5*	52.35	0.13	12.83	0.80	6.46	0.05	5.45	21.88	0.34	0.15	100.43
10	7*	52.38	0.11	13.06	1.52	7.23	0.06	5.31	21.50	0.29	0.01	101.46
11	32	51.31	0.10	18.28	1.37	4.54	0.04	4.69	18.43	0.19	0.19	99.13
12	33	51.05	0.09	18.02	1.18	4.50	0.03	5.67	18.42	0.22	0.19	99.36
13	34	50.99	0.09	18.07	1.33	4.48	0.03	4.65	18.17	0.23	0.17	98.20
14	100	46.82	0.12	13.66	1.22	5.75	0.15	11.76	16.98	3.42	0.67	100.55
15	102	43.74	0.07	10.90	1.29	6.45	0.21	21.14	11.41	1.68	0.40	97.29
16	10	52.80	0.13	21.84	1.09	3.40	0.04	4.75	16.63	0.23	0.87	101.78
17	104	46.95	0.11	13.06	1.49	7.14	0.14	10.29	16.35	3.77	0.49	99.79
18	105	44.63	0.05	11.78	1.87	12.24	0.24	9.60	14.62	4.82	0.48	100.33
19	1	50.13	0.00	13.46	2.15	10.94	0.00	6.05	14.19	2.09	0.73	99.74
20	2	50.88	0.22	15.31	2.26	10.00	0.00	3.81	13.46	2.74	1.01	99.69
21	4	49.88	0.00	14.76	1.88	11.24	0.00	4.73	14.16	2.46	0.89	100.00

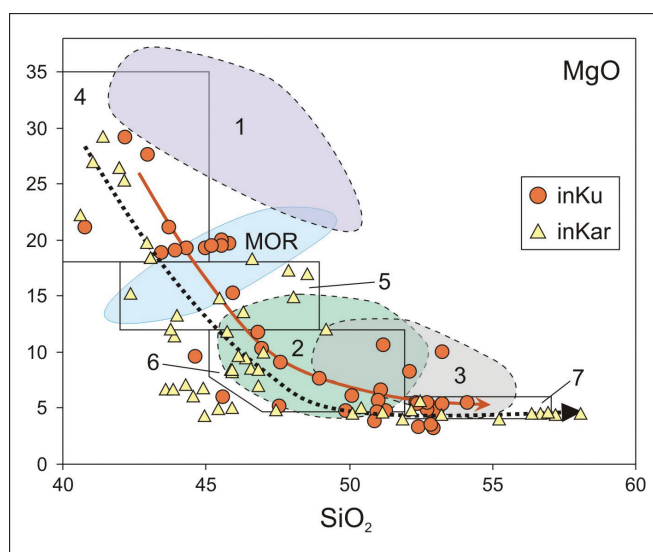


Рис. 8. Состав расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов (InKu) и Карашатского массива (InKar) на диаграмме MgO-SiO_2 . Построено на основе оригинальных данных и материалов из работ (Петрология..., 1977; Магматические..., 1983; Петрографический..., 2009; Симонов и др., 2009).

Здесь и на рис. 10, поля пород: 1–3 – Куртушибинские офиолиты: 1 – пироксениты, 2 – габбро, 3 – диабазовые дайки; 4 – пикриты; 5 – пикробазальты; 6 – базальты; 7 – андезитобазальты. MOR – расплавные включения в хромшпинелидах из ультрабазитов САХ. Тренды расплавных включений в хромшпинелидах Куртушибинских офиолитов (сплошная линия) и Карашатского массива (точечная линия).

Fig. 8. Composition of melt inclusions in Cr-spinels from dunites of the Kurtushiba ophiolites (InKu) and Karashat massif (InKar) on MgO-SiO_2 diagram. Based on original data and materials from (Petrology..., 1977; Igneous..., 1983; Petrographic..., 2009; Simonov et al., 2009).

Here and in Fig. 10, compositional fields of rocks: 1–3 – Kurtushiba ophiolites: 1 – pyroxenites, 2 – gabbro, 3 – diabase dikes; 4 – picrite; 5 – picrobasalt; 6 – basalt; 7 – basaltic andesite. MOR – melt inclusions in Cr-spinels from MAR ultramafic rocks. Trends of melt inclusions in Cr-spinels: Kurtushiba ophiolites (solid line) and Karashat massif (dotted line).

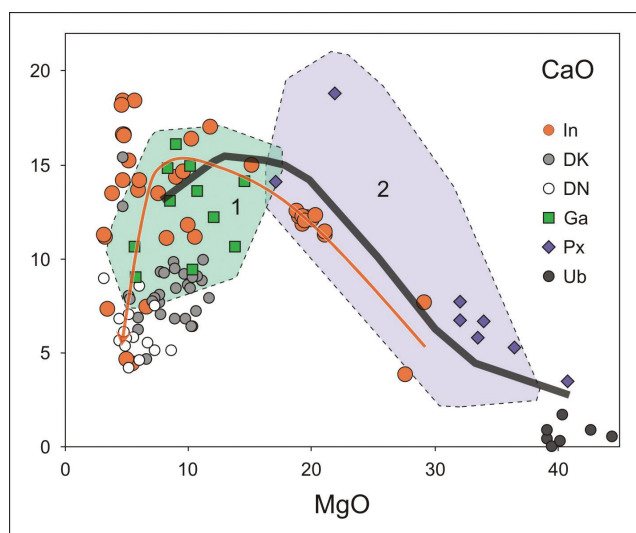


Рис. 9. Состав пород и расплавных включений из различных офиолитов на диаграмме CaO-MgO . Построено на основе оригинальных данных и материалов из работ (Петрология..., 1977; Симонов, 1993; Симонов и др., 1999; Куренков и др., 2002; Шелепаев, 2006).

In – расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов. Дайки из Куртушибинских (DK) и Северо-Саянских (DN) офиолитов. Габбро (Ga), пироксениты, верлиты (Px), дуниты, гарцбургиты (Ub) Куртушибинских офиолитов. Поля: 1, 2 – габбро (1) и клинопироксениты + верлиты (2) Карашатского офиолитового массива (Южная Тува). Черная линия – расчетный тренд модельных составов пород Карашатского массива. Коричневая линия – тренд расплавных включений в хромшпинелидах Куртушибинских офиолитов.

Fig. 9. Composition of rocks and melt inclusions from various ophiolites on CaO-MgO diagram. Based on original data and materials from (Petrology..., 1977; Simonov, 1993; Simonov et al., 1999; Kurenkov et al., 2002; Shelepaev, 2006).

In – melt inclusions in Cr-spinel from dunite of the Kurtushiba ophiolites. Dikes from the Kurtushiba (DK) and Northern Sayan (DN) ophiolites. Gabbro (Ga), pyroxenite, wehrlite (Px), dunite, harzburgite (Ub) of the Kurtushiba ophiolites. Fields: 1, 2 – gabbro (1) and clinopyroxenite + wehrlite (2) of the Karashat ophiolite massif (South Tuva). Black line – calculated trend of the model composition of rocks of the Karashat massif. Brown line – trend of melt inclusions in Cr-spinels from the Kurtushiba ophiolites.

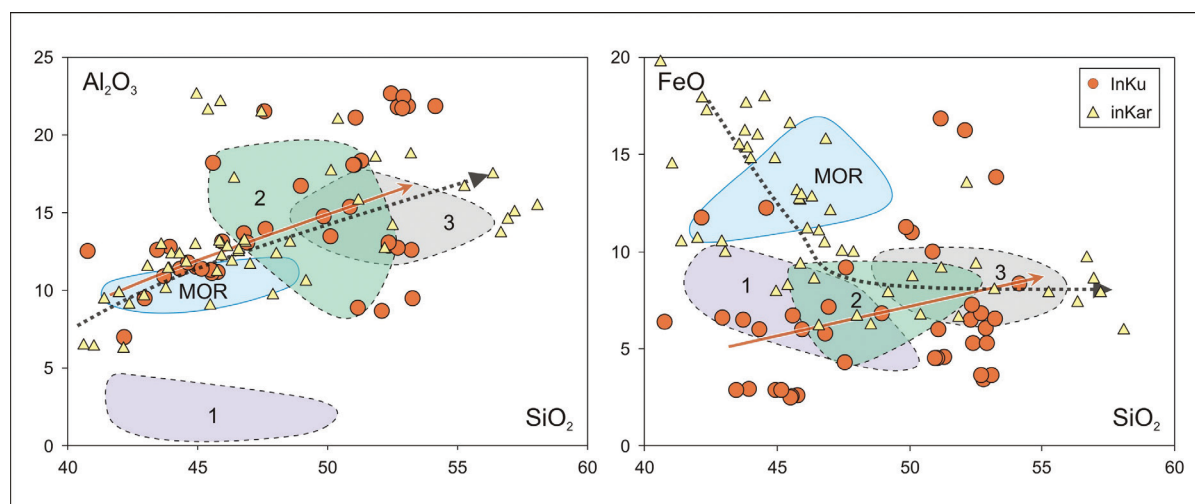


Рис. 10. Состав расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов (InKu) и Карашатского массива (InKar) на диаграммах Al_2O_3 – SiO_2 и FeO – SiO_2 . Построено на основе оригинальных данных и материалов из работы (Петрология..., 1977).

Fig. 10. Composition of melt inclusions in Cr-spinels from the Kurtushiba ophiolites (InKu) and Karashat massif (InKar) on Al_2O_3 – SiO_2 and FeO – SiO_2 diagrams. Based on original data and materials from (Petrology..., 1977).

Обсуждение результатов

На основе данных по первичным минералам (оливины, хромшпинелиды, ортопироксены, клинопироксены) и расплавным включениям в хромшпинелидах установлены параметры минералообразующих процессов при формировании ультрабазитов из Куртушибинских офиолитов в Западном Саяне.

Прежде всего, присутствие расплавных включений в хромшпинелидах является прямым доказательством магматогенного происхождения части дунитов, принадлежащих, наиболее вероятно, к переходному расслоенному комплексу Куртушибинских офиолитов. При этом хромиты с включениями образуют компактную группу с повышенными значениями хромистости и магнезиальности в отличие от обычных хромшпинелидов, для которых характерен отчетливый прямолинейный тренд роста значений $\text{Cr}\#$ на фоне падения значений $\text{Mg}\#$. Важной является тесная ассоциация шпинелей из хромититов с магматогенными хромшпинелидами в одной группе, что свидетельствует о возможном формировании хромитового оруденения Куртушибинских офиолитов при участии расплавов.

Исследования расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов показали, что они отражают эволюцию расплавов (пикриты – пикробазальты – базальты – андезибазальты) в процессах последовательной кристалли-

зации офиолитовых пород от ультрамафитов через габбро к диабазовым дайкам.

С помощью программы COMAGMAT (Ariskin, Varmina, 2004) на основе состава расплавных включений в хромшпинелидах проведено расчетное моделирование кристаллизации расплава в ходе декомпрессионных процессов. В начале (прежде всего, для оценки реально возможного давления) рассматривалась равновесная декомпрессионная кристаллизация с широкими вариациями значений давления от 10 до 2 кбар, буфере QFM и $dP/dF = 0.1$ моль. Состав исходной магмы принят по расплавному включению с содержанием MgO 29.13 мас. % (табл. 2), располагающемуся в пикритовом поле в начале тренда расплавных включений в хромшпинелидах из дунитов Куртушибинских офиолитов (рис. 8). Начальное содержание H_2O задавалось согласно результатам непосредственных анализов расплавных включений – 0.1 мас. %.

На основе сравнения расчетных и эмпирических составов оливинов из дунитов Куртушибинских офиолитов ($\text{Fo} = 90\text{--}93$) оценены давление и температура кристаллизации изученных оливинов: 9.2–6.2 кбар и 1550–1430 °C. Эти параметры характеризуют процессы образования мономинеральных оливиновых дунитов из пикритовых расплавов, которые в дальнейшем эволюционируют со снижением содержания MgO .

На рис. 8 значительная часть включений располагается на границе пикритов с пикробазаль-

тами при содержании MgO около 19 мас. %. Соответственно, было логично рассчитать условия кристаллизации расплавов такого состава в программе COMAGMAT (Ariskin, Barmina, 2004) при декомпрессии (6–1 кбар), буфере QFM, $dP/dF = 0.1$ моль и содержании H_2O 0.15 мас. %. Состав исходной магмы принят по расплавному включению с содержанием MgO 19.26 мас. % (табл. 2), располагающемуся в группе на границе между пикритами и пикробазальтами (рис. 8). В итоге выяснено, что при снижении температур и давлений (до 1240–1230 °C и 3.1–2.3 кбар) образование оливина прекращается и идет кристаллизация клинопироксена и плагиоклаза в габброидной системе.

Составы клинопироксенов и расплавных включений в хромшпинелидах позволяют рассчитать *PT*-параметры кристаллизации пироксенов Куртушибинских офиолитов с помощью программы WinPLtb (Yavuz, Yildirim, 2018). В качестве исходного был принят состав расплавного включения с содержанием MgO 19.26 мас. % (табл. 2), который был использован и при моделировании в программе COMAGMAT. Полученные параметры (1230 °C, 3.8–2.5 кбар), практически совпадают с результатами моделирования в программе COMAGMAT. Расчеты в программе WinPLtb по расплавному включению «габброидного» состава (SiO_2 46.82 мас. %, MgO 11.76 мас. %) позволили установить кристаллизацию клинопироксенов при 1215 °C и 2.7–1.9 кбар.

Последующая история развития ультрабазитов Куртушибинских офиолитов на постмагматическом этапе связана с процессами пластических деформаций ультраосновных пород (Гончаренко, 1989; Чернышов, Юричев, 2013; Чернышов и др., 2016; 2018; Рыбакова, 2019), параметры которых были рассчитаны с помощью геотермометра Фабри (Fabries, 1979). Преимущество этого геотермометра состоит в том, что он отражает перераспределение Fe и Mg в парагенезисе оливин-хромшпинелид на различных стадиях эволюции ультраосновных массивов и регистрирует термальные уровни динамического равновесия, связанные с эволюцией ультрабазитов.

Расчеты показали, что относительно высокотемпературными образованиями в ультрабазитовых комплексах Куртушибинских офиолитов являются хромититы (около 1000 °C), что согласуется с их возможным магматогенным происхождением, установленным нами по тесной ассоциации с хромшпинелидами, содержащими расплавные включения (рис. 4).

Среди пластически деформированных ультрабазитов Куртушибинских офиолитов повышенными температурами (850–770 °C) оливин-хромитового равновесия обладают ультраосновные породы с протогранулярными и мезогранулярными структурами. Отмечается уменьшение температур от протогранулярных к мезогранулярным ультрабазитам, которые отражают смену высокотемпературных систем трансляционного скольжения от (010)[100] к {0kl}[100]. Для ультрабазитов с порфирокластовыми и порфиroleйстовыми структурами характерен значительный диапазон вариаций температурных равновесий от 800 до 640 °C, что обусловлено неравновесностью проявления пластического течения, осуществляемого как трансляционным скольжением по системам {0kl}[100] и (110)[001], так и синтектонической рекристаллизацией в условиях комбинации осевых и сдвиговых деформаций при увеличении скорости, возрастающей роли стресса и снижения температур.

Основные выводы

1. Данные по расплавленным включениям являются прямым доказательством магматогенного происхождения части хромшпинелидов из ультрабазитов Куртушибинского офиолитового пояса в Западном Саяне. Важным является тесная ассоциация шпинелей из хромититов с магматогенными хромшпинелидами, что свидетельствует о возможном формировании хромитового оруденения при участии расплавов.

2. Расплавные включения в хромшпинелидах разделяются на три группы: связанную с ультрамафитами (с максимальными содержаниями MgO), приуроченную к габбро (с максимальными содержаниями CaO) и тесно ассоциирующую с дайками (с максимальными содержаниями SiO_2). Эти группы отражают эволюцию расплавов (пикриты – пикробазальты – базальты – андезибазальты) в процессах последовательной кристаллизации минералов ультрабазит-базитовых пород из Куртушибинских офиолитов.

3. Расчетное моделирование на основе составов расплавных включений в хромшпинелидах показало, что кристаллизация оливина при формирования ультрабазитов Куртушибинского офиолитового пояса происходила при снижении давления от 9.2 до 6.2 кбар и температур от 1550 до 1430 °C из пикритовых расплавов, эволюционирующих до пикробазальтовых расплавов.

4. При снижении давления и температуры пикробазальтовых расплавов (до 3.8–2.3 кбар и 1240–1230 °С, соответственно) образование оливины прекращалось и происходила кристаллизация клинопироксена из базальтовых магм при давлении 2.7–1.9 кбар и температуре около 1215 °С.

5. На постмагматическом этапе процессы пластических деформаций ультрабазитов Куртушибинских офиолитов происходили при снижении температуры от 850 до 640 °С, приводя к последовательной смене протогранулярных структур мезогранулярными и далее порфирокластовыми и порфиroleйстовыми.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации и договора № 14.Y26.31.0029.

Литература

- Анциферова Т.Н. (2006) Петролого-минералогические особенности гипербазитов Оспинского массива (Восточный Саян). *Дисс. канд. геол.-мин. наук*. Улан-Удэ, 172 с.
- Гончаренко А.И. (1989) Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, ТГУ, 404 с.
- Кузнецов П.П. (1980) Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 97 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. (2002) Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 294 с.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. (2015) Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? *Геология и геофизика*, **56**(8), 1473–1482.
- Магматические горные породы. Т. 1 (1983) М., Наука, 768 с.
- Паланджан С.А. (1992) Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 104 с.
- Петрографический кодекс России. Издание третье. (2009) Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 200 с.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) (1977). Новосибирск, Наука, 220 с.
- Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. (1966) Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М., Наука, 211 с.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. (1958) Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Госгеолтехиздат, 295 с.
- Рыбакова А.В. (2019) Петрология хромитоносных ультрамафитов Калнинского и Эргакского массивов (северо-восток Западного Саяна). *Дисс. канд. геол.-мин. наук*. Томск, 151 с.
- Савельева Г.Н. (1987) Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 246 с.
- Сибилев А.К. (1980) Петрология и асбестонность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск, Наука, 216 с.
- Сивов А.Г. Пинус Г.В. (1934) К вопросу о поисках асбеста и платины в бассейне р. Ус в Западном Саяне. *Вестник Западно-Сибирского геолого-гидрогеологического треста*, 2, 74–75.
- Симонов В.А. (1993) Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск, ИИГМ СО РАН, 247 с.
- Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. (1994) Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана. *Геология и геофизика*, **35**(7–8), 182–199.
- Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. (1999) Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск, СО РАН, ИИЦ ИИГМ, 224 с.
- Симонов В.А., Шелепаев Р.А., Котляров А.В. (2009) Физико-химические параметры формирования расслоенного габбро-гипербазитового комплекса в офиолитах Южной Тувы / Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Т.2. Екатеринбург, ИГТ УрО РАН. 195–198.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н. (2013) Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне. *Геотектоника*, **4**, 31–46.
- Чернышов А.И., Кичеева А.В., Подлипский М.Ю. (2016) Петроструктурные неоднородности ультрамафитов Эргакского хромитоносного массива (Западный Саян). *Записки Российского минералогического общества*, **145**(5), 25–38.
- Чернышов А.И., Лоскутов И.Ю., Кичеева А.В., Подлипский М.Ю. (2018) Потенциальная хромитоносность ультрамафитов Эргакского массива, Северо-Восток Западного Саяна. *Руды и металлы*, **1**, 47–53.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н., Кичеева А.В. (2019) Петрогеохимические особенности хромитоносных ультрамафитов Куртушибинского офиолитового пояса (Западный Саян). *Литосфера*, **19**(5), 687–703.
- Шелепаев Р.А. (2006) Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена. *Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук*. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 12 с.
- Ariskin A.A., Barmina G.S. (2004) COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications. *Geochemistry International*, **42** (Supp. 1), S1-S157.
- Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. (2006) Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema lithospheric section (Mid-Atlantic Ridge). *Journal of Petrology*, **47**(4), 745–771.

Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **69**(4), 329–336.

Kotlyarov A.V., Simonov V.A., Safonova I.Yu. (2018) Boninites as a criterion for the geodynamic development of magmatic systems in paleosubduction zones in Gorny Altai. *Geodynamics & Tectonophysics*, **9**(1), 39–58.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. (1994) Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *Journal of Petrology*, **35**, 1183–1211.

Yavuz F., Yildirim D.K. (2018) Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*, **87**, 149–172.

References

Antsiferova T.N. (2006) [Petrological-mineralogical features of ultramafic rocks of the Ospa massif (East Sayan)]. *Dissertatsiya kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk*. Ulan-Ude, 172 p. (in Russian)

Ariskin A.A., Barmina G.S. (2004) COMAGMAT: Development of a magma crystallization model and its petrologic applications. *Geochemistry International*, **42** (Suppl. 1), S1–S157.

Brunelli D., Seyler M., Cipriani A., Ottolini L., Bonatti E. (2006) Discontinuous melt extraction and weak refertilization of mantle peridotites at the Vema lithospheric section (Mid-Atlantic Ridge). *Journal of Petrology*, **47**(4), 745–771.

Chernyshov A.I., Yurichev A.N. (2013) Petrostructural evolution of ultramafic rocks of the Kalny chromite-bearing massif, Western Sayan]. *Geotectonics*, **47**(4), 266–278.

Chernyshov A.I., Kicheeva A.V., Podlipsiy M.Yu. (2016) [Petrostructural heterogeneities of ultramafic rocks of the Ergak chromite-bearing massif (West Sayan)]. *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **145**(5), 25–38. (in Russian)

Chernyshov A.I., Loskutov I.Yu., Kicheeva A.V., Podlipsky M.Yu. (2018) [Chromite potential of ultramafic rocks from the Ergak massif, northeast of West Sayan]. *Rudy i metally [Ores and Metals]*, **1**, 47–53. (in Russian)

Chernyshov A.I., Yurichev A.N., Kicheeva A.V. (2019) [Petrogeochemical characteristics of Cr-bearing ultramafic rocks of the Kurtushibinsky ophiolite belt (Western Sayan)]. *Litosfera [Lithosphere]*, **19**(5), 687–703. (in Russian)

Fabries J. (1979) Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **69**(4), 329–336.

Goncharenko A.I. (1989) [Deformation and petrostructural evolution of Alpine-type ultramafic rocks]. Tomsk, TGU, 404 p. (in Russian)

[Igneous rocks. Vol. 1] (1983). Moscow, Nauka, 768 p. (in Russian)

Kotlyarov A.V., Simonov V.A., Safonova I.Yu. (2018) Boninites as a criterion for the geodynamic development of magmatic systems in paleosubduction zones in Gorny Altai. *Geodynamics & Tectonophysics*, **9**(1), 39–58.

Kurenkov S.A., Didenko A.N., Simonov V.A. (2002) [Geodynamics of paleosubduction]. Moscow, GEOS, 294 p. (in Russian)

Kuznetsov P.P. (1980) [Structural features of ultramafic belts of the Altai-Sayan fold region]. Novosibirsk, Nauka, 97 p. (in Russian)

Lavrent'ev Y.G., Karmanov N.S., Usova, L.V. (2015). Electron probe microanalysis of minerals: Microanalyzer or scanning electron microscope? *Russian Geology and Geophysics*, **56**(8), 1154–1161.

Palandzhyan S.A. (1992) [Types of mantle peridotites by geodynamic settings]. Magadan, SVKNII DVO RAN, 104 p. (in Russian)

[Petrographic code of Russia: igneous, metamorphic, metasomatic and impact rocks] (2009) St. Petersburg, VSEGEI, 200 p. (in Russian)

[Petrology and metamorphism of ancient ophiolites: example of the Polar Urals and West Sayan] (1977) Novosibirsk, Nauka, 220 p. (in Russian)

Pinus G.V., Kolesnik Yu.N. (1966) [Alpine-type ultramafic rocks of South Siberia]. Moscow, Nauka, 211 p. (in Russian)

Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volokhov I.M. (1958). [Ultramafic rocks of the Altai-Sayan fold area]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 295 p. (in Russian)

Rybakova A.V. (2019) [Petrology of chromite-bearing ultramafic rocks of the Kalny and Ergak massifs (northeast of the Western Sayan)]. *Dissertatsiya kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk [Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences]*. Tomsk, 151 p. (in Russian)

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

Shelepaev R.A. (2006) [Evolution of basic magmatism in West Sangilen]. Avtoreferat dissertatsii kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk [Abstract of the Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences]. Novosibirsk, 12 p. (in Russian)

Sibilev A.K. (1980) [Petrology and asbestos-bearing potential of ophiolites]. Novosibirsk, Nauka, 216 p. (in Russian)

Simonov V.A. (1993) [Petrogenesis of ophiolites: thermobarogeochemical studies]. Novosibirsk, OIGGM SO RAN, 247 p. (in Russian)

Simonov V.A., Dobretsov N.L., Buslov M.M. (1994) [Boninite series in structures of Paleoasian Ocean]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, **35**(7–8), 182–199 (in Russian)

- Simonov V.A., Kolobov V.Yu., Peive A.A.** (1999) [Petrology and geochemistry of geodynamic processes in Central Atlantic]. Novosibirsk, SO RAN, NITS OIGGM, 224 p. (in Russian)
- Simonov V.A., Shelepaev R.A., Kotlyarov A.V.** (2009) [Physicochemical parameters of the formation of a layered gabbro-ultramafic complex in ophiolites of South Tuva]. In: *Ul'trabazit-bazitovyye komplekсы skladchatykh oblastey i svyazannyye s nimi mestorozhdeniya [Mafic-ultramafic complexes of fold regions and related deposits]*. Yekaterinburg, IGG UB RAS, vol. 2, 195–198. (in Russian)
- Sivov A.G. Pinus G.V.** (1934) [Searching for asbestos and platinum in the basin of the Us River in West Sayan]. *Vestnik Zapadno-Sibirskogo geologo-gidrogeologicheskogo tresta [Bulletin of West Siberian Geological-Hydrogeological Trust]*, 2, 74–75. (in Russian)
- Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.** (1994) Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: Constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *Journal of Petrology*, **35**, 1183–1211.
- Yavuz F., Yildirim D.K.** (2018) Windows program for pyroxene-liquid thermobarometry. *Periodico di Mineralogia*, **87**, 149–172.

УДК 549

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-6

**МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ РЗЭ и Th В МЕТАПЕСЧАНИКАХ
УДОКАНСКОГО БАСЕЙНА (РОССИЯ)****Е.В. Белогуб¹, К.А. Новоселов¹, В.В. Шиловских², И.А. Блинов¹, Е.Е. Паленова¹**¹Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; belogub@mineralogy.ru²Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр «Геомодель»,
ул. Ульяновская 1, Петергоф, г. Санкт-Петербург, 198504 Россия

Статья поступила в редакцию 01.06.2022 г., принята к печати 07.06.2022 г.

**REE AND Th MINERALS IN THE METASANDSTONES
OF THE UDOKAN BASIN (RUSSIA)****E.V. Belogub¹, K.A. Novoselov¹, V.V. Shilovskikh², I.A. Blinov¹, E.E. Palenova¹**¹South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Institute of Mineralogy, Miass,
Chelyabinsk Region, 456317 Russia; belogub@mineralogy.ru²St. Petersburg State University, Resource Center «Geomodel», ul. Ul'yanovskaya 1, Petergof,
St. Petersburg, 198504 Russia

Received 01.06.2022, accepted 07.06.2022

Аннотация. На основе данных ИСП-МС, оптической и электронной микроскопии и дифракции обратных электронов в статье рассматриваются распределение и минеральные формы РЗЭ и Th в метапесчаниках сакуканской свиты нижнего протерозоя, вмещающих оруденение Удоканского и Ункурского месторождений медистых песчаников. Установлено, что содержания РЗЭ и Th в прослоях, обогащенных оксидами железа и минералами естественного шлиха, повышены относительно фоновых метапесчаников. Основным минералом-концентратом РЗЭ является детритовый алланит, наряду с которым в обогащенных оксидами железа прослоях встречаются аутигенные формы алланита, монацита и недиагностированных карбонатов Ca и РЗЭ. Торий концентрируется в форме аутигенного силиката (торита или торогуммита), содержащего значительное количество примесей Fe, Ca, Al и Cu, а также микровключения сульфидов меди, свинца и барита. Предполагается диагенетическое формирование аутигенных минералов-концентратов РЗЭ и Th в результате десорбции этих элементов из кремнисто-железистых гелеобразных осадков, формировавшихся в дельтах рек и волноприбойной зоне протерозойского моря.

Ключевые слова: Ункур, Удокан, редкоземельный элементы, торий, осадочные породы.

Abstract. Based on ICP-MS, optical and electron microscopy, and electron back-scatter diffraction data, the paper considers the distribution and the mode of occurrence of REEs and Th in metasandstones of the Lower Proterozoic Sakukan Formation, which host mineralization of the Udokan and Unkur copper sandstone deposits. The REE and Th contents increase in the layers enriched in iron oxides and minerals of natural heavy concentrate relatively to the background metasandstones. Detrital allanite is a major REE mineral, which occurs in layers enriched in iron oxides together with authigenic allanite, monazite, and unidentified Ca and REE carbonates. Thorium is concentrated in an authigenic silicate (thorite or thorogummite), which contains a significant amount of Fe, Ca, Al, and Cu and microinclusions of Cu and Pb sulfides and baryte. The diagenetic formation of authigenic REE and Th minerals is suggested as a result of desorption of these elements from siliceous-ferruginous gel-like sediments formed in river deltas and the wave-cut zone of the Proterozoic Sea.

Keywords: Udokan, Unkur, rare earth elements, thorium, sedimentary rocks.

Для цитирования: Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Шиловских В.В., Блинов И.А., Паленова Е.Е. Минералы-концентраты РЗЭ и Th в метапесчаниках Удоканского бассейна (Россия). Минералогия, 8(2), 64–82. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-8-2-6

For citation: Belogub E.V., Novoselov K.A., Shilovskikh V.V., Blinov I.A., Palenova E.E. REE and Th minerals in the metasandstones of the Udokan basin (Russia). Mineralogy, 8(2), 64–82. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-8-2-6.

Введение

Удоканский осадочный бассейн является уникальной геологической структурой, с которой связано множество месторождений медистых песчаников, в том числе крупнейшее в Евразии по запасам меди месторождение Удокан. Только высоко категорийные ресурсы меди выявленных месторождений превышают 20 млн т (Zientek et al., 2014).

Существующие модели образования месторождений медистых песчаников, так или иначе, связывают оруденение с развитием бассейна седиментации (Лурье, 1988; Brown, 1997; Hitzman et al., 2005). Дискуссия о происхождении медных руд Удокана продолжается с момента его открытия в середине 50-х годов XX в. по сей день. Первично осадочное накопление меди внутри осадочного бассейна, в общем, поддерживается большинством исследователей месторождения (Чечеткин и др., 2000; Габлина, Малиновский, 2008; Немеров и др., 2009; Hitzman et al., 2010; Волкова и др., 2012). Однако вопросы источника сноса и механизмы миграции и накопления металлов в Удоканском бассейне до сих пор до конца не поняты.

В качестве индикаторов источника вещества и истории преобразований осадочных пород традиционно используются спектры распределения РЗЭ + Y и минеральные формы РЗЭ (Интерпретация..., 2001). Данные о распределении РЗЭ были привлечены и для интерпретации происхождения вмещающих пород Удоканского месторождения (Немеров и др., 2009; Абрамов, 2004). В результате этих работ установлено обогащение медистых песчаников рудоносной сакуканской свиты легких РЗЭ (ЛРЗЭ) (Абрамов, 2004).

Считается, что концентрирование Th и РЗЭ в прибрежно-морских осадках происходит, в основном, механическим путем с образованием прибрежно-морских россыпей (монацитовых, циркон-ильменитовых и т. д.). В качестве основных минералов-концентратов РЗЭ и Th в породах сакуканской свиты предполагались детритовые циркон, алланит и ксенотим (Юргенсон, Абрамов,

2000; Абрамов, 2004; 2006). Обогащенность этими минералами слоев железистых песчаников, которые широко распространены в Удоканском бассейне, трактовалась в пользу их совместной аккумуляции в составе естественного шлиха. Установлена положительная корреляция концентраций Au с La и Ce и сделан вывод, что поскольку золото кластогенное, то и Ce с La также накапливаются детритовыми минералами (Абрамов, 2006). Собственные аутигенные минералы радиоактивных и редкоземельных элементов в сакуканской свите ранее описаны не были.

Несмотря на то, что присутствие детритовых циркона и монацита и метаморфогенного алланита в удоканских рудах установлено еще при разведке месторождения (Чечеткин и др., 1995; 2000), за исключением циркона, использовавшегося для абсолютного датирования, минералы-концентраты редкоземельных и радиоактивных элементов детально изучены не были, их возможная связь с медным оруденением также не анализировалась. Данная статья восполняет этот пробел. Нами рассмотрена минералогия радиоактивных и редкоземельных элементов в породах, вмещающих Удоканское и Ункурское месторождения, расположенных в центральной части Кодаро-Удоканской зоны Удоканского осадочного бассейна.

Краткий геологический очерк

Кодаро-Удоканский прогиб расположен в краевой части Алданского щита и состоит из двух подзон – Кодарской и Удоканской, разделенных Чарской впадиной. Он выполнен породами удоканской серии. Примерная площадь развития пород серии составляет 20 000 км² (Федоровский, 1972).

Удоканская серия сформирована раннепротерозойскими метаосадочными породами, которые несогласно перекрывают архейский фундамент Алданского щита. Седиментация происходила в возрастном диапазоне, охватывающем 2.18–1.90 млрд лет (Бережная и др., 1988; Покровский, Григорьев, 1995; Подковыров и др., 2006; Perelló et al., 2017). Ее завершение связано с орогенцией вследствие коллизии Алданского и Станового щитов.

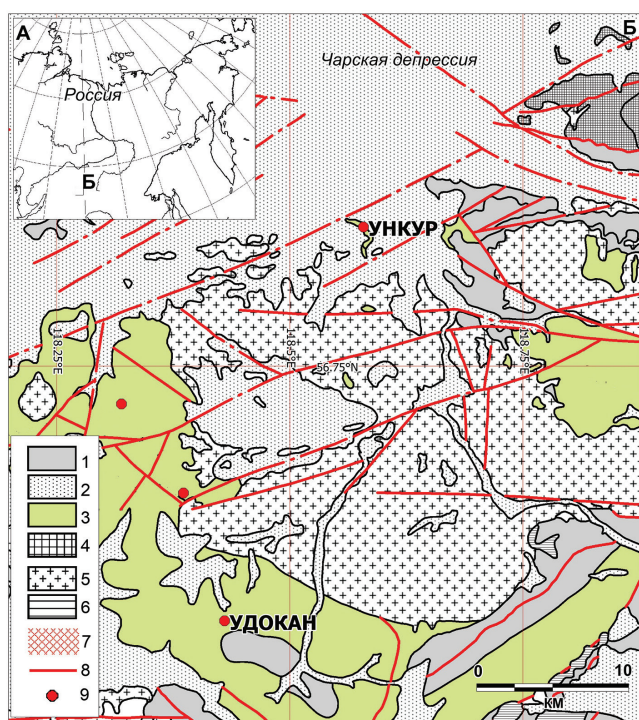


Рис. 1. Географическое положение (А) и схема геологического строения района Удоканского и Ункурского месторождений (Б) по (Буфеев, Щербакова, 1978) с упрощениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – протерозойские метасадочные породы нерасчлененные; 3 – меденосная сакуканская свита PR1sk; 4 – архейские метаморфические породы нерасчлененные; 5 – интрузии гранитов; 6 – габбро; 7 – области ороговикования; 8 – разломы; 9 – месторождения и проявления медистых песчаников.

Fig. 1. Regional position (A) and geological sketch of the area of the Udokan and Unkur deposits, simplified after (Bufeev, Scherbakova, 1978).

1 – Quaternary sediments; 2 – Proterozoic sedimentary rocks; 3 – Lower Proterozoic Cu-bearing Sakukan Formation; 4 – Archean metamorphic rock; 5 – granite intrusions; 6 – gabbro intrusions; 7 – hornfels halo; 8 – faults; 9 – copper sandstone deposits and occurrences.

Мощность пород удоканской серии превышает 10 000 м. Она разделена на три подсерии (Федоровский, 1972), соответствующие трансгрессивно-регрессивным циклам осадконакопления (снизу вверх) (рис. 1):

1) кодарскую (икабийская и аянская свиты), сложенную, преимущественно, терригенными породами – полимиктовыми песчаниками и алевропелитовыми аргиллитами. Мощность составляет 2200 м.

2) чинейскую (инырская, читкандинская, александровская, бутунская, талаканская свиты), представленную как карбонатными, так и терригенными породами – алевропелитами, олигомиктовыми и полимиктовыми песчаниками, известковистыми песчаниками. Мощность 2000–2300 м.

3) кеменскую (сакуканская и намингинская свиты) с переслаиванием песчаников, иногда известковистых, алевролитов и аргиллитов. Мощность более 4500 м.

Меденосные горизонты в разрезе удоканской серии встречаются в различных свитах – читкандинской, александровской, сакуканской, намингинской. Литолого-фациальная принадлежность пород, вмещающих медное оруденение, включает в себя образования замкнутых и полужамкнутых бассейнов, а также лагунно-дельтовых образований (рис. 2).

Медное оруденение Удоканского и Ункурского месторождений приурочено к сакуканской свите (Чечёткин и др., 1995, Гонгальский, 2015). Рудовмещающая толща представлена преимущественно олигомиктовыми и аркозовыми, иногда известковистыми метапесчаниками с прослоями метаалевропесчаников и метаалевролитов. Присутствие знаков волновой ряби (рис. 3) и косой слоистости, подчеркнутой распределением минералов естественного шлиха, указывает на прибрежно-морские и дельтовые условия формирования рудовмещающей толщи (Володин и др., 1982).

Метапесчаники сакуканской свиты состоят, преимущественно, из регенерированных обломков кварца и полевых шпатов, сцементированных агрегатом кварца, серицита, биотита, эпидота, иногда кальцита. Акцессорные минералы разнообразны: наиболее часто встречаются турмалин (иногда регенерированный), циркон, апатит, реже – монацит, алланит, шеелит. Породы метаморфизованы в кварц-альбит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма (Чечёткин и др., 1995; 2000). В породах и рудах часто в значительных количествах присутствуют оксиды железа вплоть до образования железистых песчаников.

Медные руды образуют стратиформные тела различной мощности, часто превышающие десятки метров, и протяженности. Наряду с преобладающими полосчатыми (слоистыми) рудами широко

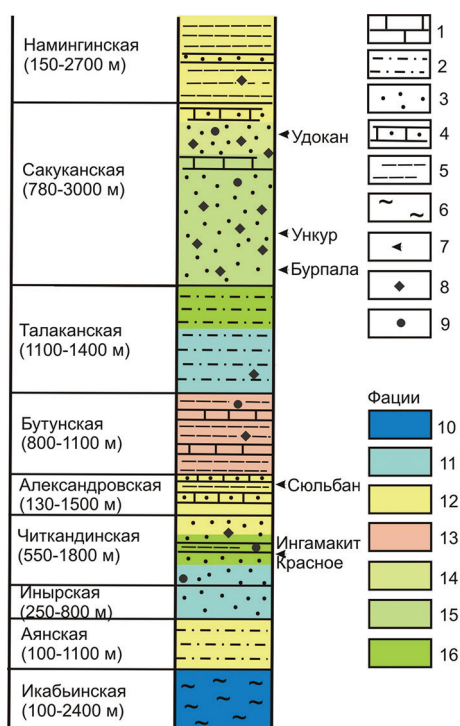


Рис. 2. Схематическая стратиграфическая колонка Удоканской серии.

1 – известняки, доломиты; 2 – аргиллиты, песчаники; 3 – песчаники; 4 – известковистые песчаники; 5 – глинистые сланцы; 6 – сланцеватые песчаники; 7 – позиция месторождений; 8 – вкрапленность оксидов железа; 9 – вкрапленность пирита; 10–16 – фации: 10 – умеренно глубоководные, 11 – литоральные морские, 12 – лагунные, 13 – субконтинентальные, 14 – субмаринные дельтовые, 15 – литоральные субмаринные дельтовые, 16 – лагунные субмаринные дельтовые.

Fig. 2. Schematic stratigraphical column of the Udokan Group.

1 – limestone, dolostone; 2 – claystone, sandstone; 3 – sandstone; 4 – calcareous sandstone; 5 – clay shale; 6 – schistose sandstone; 7 – position of deposits; 8 – dissemination of Fe oxide; 9 – dissemination of pyrite; 10–16 – facies: 10 – moderately deep marine, 11 – littoral marine, 12 – lagoonal, 13 – subcontinental, 14 – submarine deltaic, 15 – littoral submarine deltaic, 16 – lagoonal submarine deltaic.

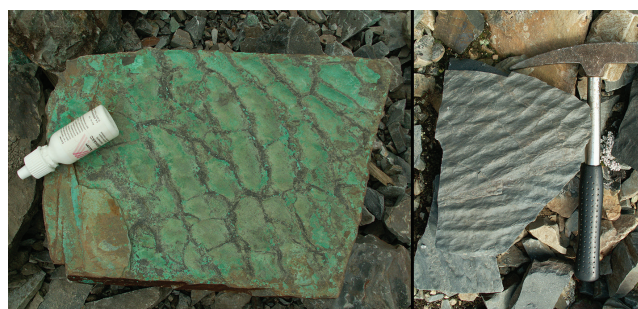


Рис. 3. Знаки волновой ряби в породах сакуканской свиты. Удоканское месторождение.

Фото Е.В. Белогуб.

Fig. 3. Wave ripple marks in rocks of the Sakukan Formation. Udokan deposit.

Photo by E.V. Belogub.

распространены различно ориентированные жилы и прожилки кварцевого и карбонат-кварцевого состава с гнездовым и прожилковым распределением сульфидов. В составе первичных сульфидных руд преобладают борнит и халькозин, подчиненное значение имеют ковеллин, халькопирит, пирит и ряд редких минералов (Чечёткин и др., 1995; Архангельская и др., 2004; Новоселов и др., 2017; Novoselov et al., 2020).

Материалы и методы

Образцы для исследований отобраны авторами из керна скважин в ходе геолого-разведочных работ, проведенных на Удоканском месторождении ООО «Байкальская горная компания» и ОАО «Сосновгео» в 2010–2012 гг. Образцы пород Ункурского месторождения любезно предоставлены ООО

«Тува-кобальт». Рассмотренная в статье коллекция иллюстрирует преимущественно песчаники, обогащенные оксидами железа. Породы, характеризующие «фоновое» осадконакопление, упомянуты для сравнения.

Оптические исследования проводились с помощью поляризационного микроскопа AxioScope A.1 с цифровой приставкой. Содержания РЗЭ, Y, Th и U в песчаниках были определены методом ИСП-МС на масс-спектрометре Agilent 7700x с программным обеспечением MassHunter и стандартом SGD-2a в ЮУФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик К.А. Филиппова.

Для определения химического состава минералов использовались растровые электронные микроскопы Tescan Vega3 SBU с ЭДС Oxford Instruments X-act при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 0.3 нА, для количественного анали-

за использованы эталоны MINM-25-53 фирм «ASTIMEX Scientific Limited», (стандарт № 01-044) и «Microanalysis Consultants Ltd.» (стандарт № 1362) (ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик И.А. Блинов) и HITACHI S-3400N, оснащенный ЭДС Oxford Instruments X-Max 20 и детектором дифракции отраженных электронов (EBSD) Oxford HKL Nordlys Nano (НП СПбГУ, ресурсный центр «Геомодель», аналитик В.В. Шиловских). Данные об элементном составе получены при нормальной установке образца в камере микроскопа при следующих условиях: 20 кВ, ток зонда 1 нА, для анализа использовались эталоны MAC-standards. Условия съемки карт EBSD: 30 кВ, ток пучка 2 нА, усреднение 2 картин на точку, время экспозиции – 40 мсек на кадр. Травление аргоновой плазмой проводилось на установке Oxford IonFab 300, экспозиция 10 мин., угол 70°, ускоряющее напряжение 500 В, ток 200 мА, диаметр пучка 4 дюйма (НП СПбГУ, ресурсный центр «Нанопотоника», М.С. Ложкин).

Результаты

Минеральный состав метапесчаников. Нами изучены образцы метапесчаников сакуканской свиты, обогащенные оксидами железа. Текстура пород полосчатая, реликтовая слоистая (рис. 4, 5), структура мелкообломочная, цемент тонкозернистый, наложенная структура гранолепидобластовая. Метапесчаники состоят из обломочных зерен кварца и полевых шпатов размером 0.05–1.00 мм, сцементированных агрегатом слюд (биотита, в меньшей степени, мусковита) и кварца, иногда также присутствуют титанит, эпидот. Акцессорные минералы – детритовые апатит и циркон, редко – алланит, турмалин. Оксиды железа представлены магнетитом и гематитом, распределены неравномерно и подчиняются первичной слоистости. Магнетит, часто замещенный гематитом, образует гипидиоморфные и идиоморфные кристаллы размером до 1 мм. Гематит также образует самостоятельные гипидиоморфные зерна. В интерстициях магнетита на Удоканском месторождении развиты тонкозернистые агрегаты гематита и рутила или гематита и титанита. На Ункурском месторождении аналогичную позицию занимают тонкозернистые агрегаты рутила и ильменита.

Распределение РЗЭ, U и Th в метапесчаниках сакуканской свиты. Суммарные содержания РЗЭ в фоновых метапесчаниках сакуканской свиты по нашим данным составляют 86.8–224.4 г/т, что со-

поставимо с содержанием РЗЭ в постархейском австралийском сланце (PAAS) (Taylor, McLennan, 1985). В то же время, в прослоях, обогащенных оксидами железа, они могут значительно возрасти (табл. 1). Отношения тяжелых (ТРЗЭ) и средних (СРЗЭ) РЗЭ к ЛРЗЭ составляют: $Yb_N/La_N - 0.43-0.97$, $Gd_N/La_N - 0.88-1.25$ (Yang et al., 2017). Наблюдается относительное облегчение состава РЗЭ и накопление СРЗЭ по сравнению с PAAS. Также прослой железистых песчаников обогащены Th на порядок и более относительно кларка песчаников (Интерпретация..., 2001). Для U эта тенденция проявлена менее отчетливо. В неминерализованных песчаниках отношение $Th/U = 3.8$, что близко к среднестатистическим значениям, характерным для этих пород (Интерпретация..., 2001). В слоях, обогащенных оксидами железа, отношение Th/U варьирует от 1.6 до 5.6.

Минералы-концентраторы радиоактивных элементов и РЗЭ. Основными минералами-концентраторами радиоактивных и редкоземельных элементов в сакуканской свите являются детритовые алланит, монацит и циркон, и аутигенные силикаты Th, алланит и фосфаты РЗЭ, на Ункурском месторождении также присутствуют карбонаты (?) РЗЭ.

Силикат Th («торит») в породах как Удоканского, так и Ункурского месторождений образует неоднородные зерна сложной формы размером до 50–60 мкм, преимущественно, в интерстициях между другими минералами. Обычно «торит» приурочен к перекристаллизованному цементу прослоев, обогащенных оксидами железа (рис. 4, 5).

Силикат Th весьма неоднороден по структуре и составу. Полученные анализы (табл. 2) практически никогда не пересчитываются на стехиометрическую формулу. Отсутствие кристаллографической огранки не позволяет однозначно отнести минерал к ториту или хаттониту, имеющим одинаковую формулу $ThSiO_4$, но различные сингонии. Обычно в анализах присутствуют варьирующие количества примесей Ca, Mn, Fe, иногда – U, Cu, РЗЭ, P, S и других элементов. Наличие U и практически постоянный дефицит суммы позволяет квалифицировать эти минералы как торогуммит $(Th,U)(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$. Формулы, условно рассчитанные на «торит», по анализам, полученным на разных приборах, обнаруживают стабильный избыток катионов и недостаток в анионной части (табл. 2). Однако ожидаемый дефицит отрицательного заряда, который в формуле торогуммита компенсируется замещением

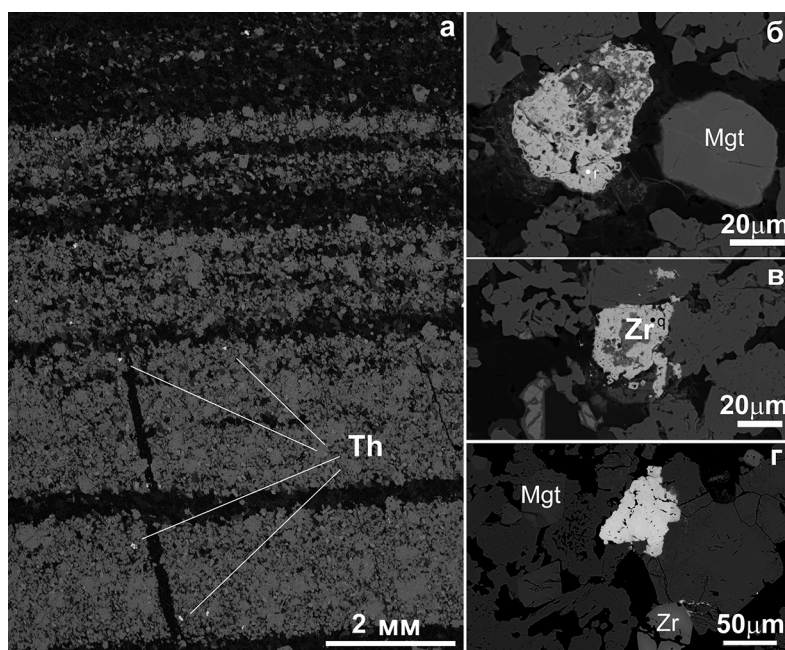


Рис. 4. Морфология «торита» в прослоях, обогащенных оксидами железа, Удоканского месторождения: а – обогащение оксидно-железистых слоев «торитом» (Th); б–г – неоднородные зерна «торита»: б – с примесью РЗЭ, в – с цирконом (Zr), г – среди магнетита (Mgt) и мелкозернистой массы гематита и рутила. Здесь и на рис. 5 и 11 – изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Fig. 4. Morphology of «thorite» in Fe oxide-rich layers of the Udokan deposit: а – enrichment in «thorite» (Th) of Fe-oxide layers; б–г – heterogeneous «thorite» grains: б – with REE, в – with zircon (Zr); г – among magnetite (Mgt) and fine-grained mass of hematite and rutile. Here and in Figs. 5 and 11 – BSE images.

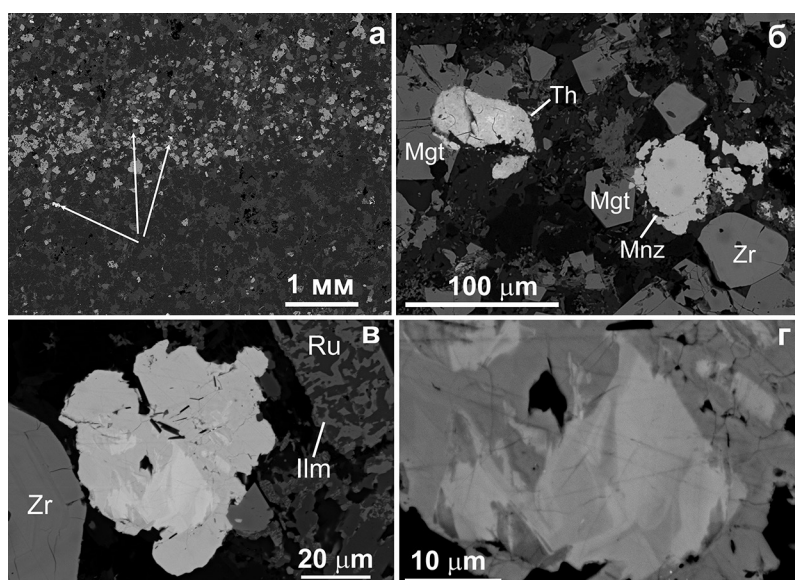


Рис. 5. Морфология «торита» в прослоях, обогащенных оксидами железа, Ункурского месторождения: а – обогащение оксидно-железистых слоев «торитом» и фосфатами РЗЭ (показаны стрелками); б – неоднородное зерно «торита» и монацит (Mnz) среди магнетита и циркона; в – зерно монацита с реликтом неоднородного обломочного зерна в ассоциации с рутил (Ru)-ильменитовым (Ilm) агрегатом и обломочным цирконом; г – деталь рис. в.

Fig. 5. Morphology of «thorite» in Fe oxide-rich layers of the Unkur deposit: а – enrichment in «thorite» (Th) and REE phosphates (marked by arrows) of Fe oxide layers; б – heterogeneous grains of «thorite» and monazite (Mnz); в – monazite grain with relict heterogeneous detrital grain in assemblage with rutile (Ru)-ilmenite (Ilm) aggregate and detrital zircon; г – detail of the previous image.

Таблица 1
Содержание РЗЭ, U и Th в метапесчаных сакуканской свиты: фоновых (1, 2) и обогащенных оксидами железа прослоях (3–6) (г/г)
Table 1
REE, U and Th content of metasandstone of the Sakukan Formation: background (1, 2) and iron oxides enriched layers (3–6) (ppm)

№ п/п	№ пробы/источник	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	Yb _N /La _N	Gd _N /La _N	Th	U
1	248/587.3	21.2	35.9	4.05	14.1	2.67	0.83	2.69	0.34	2.03	0.36	1.15	0.16	1.20	0.17	8.16	86.8	0.77	1.04	7.70	1.18
2	89b/15.6Ss	53.4	102	10.7	36.6	6.10	1.23	5.73	0.70	3.62	0.68	1.97	0.27	1.70	0.21	15.6	224.4	0.43	0.88	8.68	2.31
3	89b/15.6Fe	209	410	47.6	162	27.7	5.2	27.6	3.45	19.9	3.76	11.8	1.56	10.8	1.44	93.7	943.0	0.70	1.08	208	58.0
4	91/58.9	121	227	24.7	83.3	12.7	2.29	11.5	1.26	5.98	1.15	3.58	0.52	3.58	0.60	24.4	499.0	0.40	0.78	104	22.8
5	91/64.3	48.5	94.8	10.7	39.6	7.38	1.86	7.40	1.04	6.07	1.23	4.79	0.53	3.49	0.50	22.6	227.9	0.97	1.25	38.6	7.00
6	91/106.1	27.1	50.5	5.64	19.9	3.58	1.02	3.44	0.46	2.67	0.48	1.54	0.21	1.48	0.21	11.7	118.3	0.74	1.04	9.17	5.61
7	PAAS	38.2	79.6	8.83	33.9	5.55	1.06	4.66	0.774	4.68	0.991	2.85	0.405	2.82	0.433	27	184.8			1.7*	0.45*

Примечание. 2 – олигомиктовый метапесчаник, 3 – обогащенный магнетитом и гематитом прослой из того же образца. PAAS – по (Taylor, McLennan, 1985), * – кларк для песчаников по (Интерпретация..., 2001).

Note. 2 – oligomictic metasandstone, 3 – iron oxides enriched layer from the same sample. PAAS after (Taylor, McLennan, 1985), * – global mean value for sandstone after (Interpretation..., 2001).

(SiO₄)⁴⁻ 4(OH)⁻, при этом наблюдается не всегда. Так, близок к нейтральному баланс зарядов только в анализе 2, суммарный отрицательный заряд превышает суммарный положительный заряд в анализах 1, 3, 6, обратное соотношение демонстрируют анализы 4, 5, 7–15 (табл. 2). По всей видимости, дефицит аналитической суммы можно связать в значительной степени с присутствием молекулярной воды, а в анализах 4, 5, 7–15, учитывая недостаток отрицательного заряда, – с наличием гидроксильных групп. Кроме того, широкие вариации состава примесей и их неоднородное распределение могут указывать на микровключения других фаз. Следует отметить, что метамиктное состояние «торита» способствует присутствию H₂O и благоприятно для появления микровключений.

Содержания примесей РЗЭ, S и P, иногда – Zr, Ti, V, наряду с упомянутыми выше примесями Ca, Fe и Cu в некоторых анализах значительны (табл. 3). Эти анализы также дефицитны и не рассчитываются на стехиометрические формулы, и, вероятнее всего, соответствуют минеральным смесям. Обращают на себя внимание широкие вариации как содержаний, так и соотношений между ЛРЗЭ, СРЗЭ и ТРЗЭ и Y в «торитах» Ункурского месторождения. Особо выделяется анализ 8 (табл. 2) со значительным содержанием S, которое в атомных количествах превышает содержание Si.

В некоторых зернах силиката Th присутствие включений сульфидов Cu и Pb удалось идентифицировать по картам распределения элементов (рис. 6, 7). Также в силикате Th было обнаружено включение кристаллического барита (рис. 8), тонкозернистая структура которого противоречит гипотезе о его захвате из обломочной составляющей осадка.

Акцессорный обломочный алланит часто встречается в алевролитах, где его содержание может достигать 1 об. %. В песчаниках он локализуется, главным образом, в приконтактовой зоне с алевролитом или в рудных гнездах, где он образует бурые идиоморфные и гипидиоморфные зерна размером 0.01–0.10 мм (рис. 9а–в). В кварц-карбонатных прожилках встречается длиннопризматический брекчированный алланит (рис. 9 г). Характерно обрастание алланита каемками эпидота или клиноцоизита (рис. 9а, б). Форма выделений алланита в описанных случаях свидетельствует о его исходно обломочном происхождении. Нужно отметить, что детритовый алланит рассматривался как преимущественный концентратор РЗЭ многими предшественниками (Юргенсон, Абрамов, 2000).

Таблица 2

Химический состав «торита» (мас. %)

Table 2

Chemical composition of «thorite» (wt. %)

№ п/п	ThO ₂	UO ₂	MgO	CaO	MnO	FeO	CuO	Al ₂ O ₃	Y+ ΣREE	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	As ₂ O ₅	Сумма
1	57.90	6.44	0.20	2.69	—	3.20	—	0.43	—	14.00	0.18	—	—	85.05
2	56.52	5.73	—	0.84	—	4.30	1.28	1.57	—	13.84	0.50	—	—	85.41
3	50.42	1.57	—	1.76	—	7.89	—	2.82	—	15.76	1.33	—	—	81.54
4	55.45	—	—	1.99	—	10.25	—	0.96	—	14.25	1.05	—	—	83.96
5	54.46	7.54	—	2.92	—	1.43	5.58	0.38	—	12.54	—	2.85	0.55	88.26
6	62.56	11.50	—	3.01	0.40	1.17	—	—	—	20.09	—	—	—	98.73
7	52.33	—	—	4.90	1.41	3.31	1.55	1.03	—	11.18	1.37	2.23	—	79.31
8	44.06	—	—	2.45	—	10.25	1.66	0.43	—	7.41	0.84	12.60	0.67	80.37
9	50.52	—	—	2.72	—	8.49	1.79	0.77	—	10.27	1.05	12.76	—	88.37
10	51.18	—	—	3.08	0.57	5.32	1.50	0.75	0.23	11.01	1.1	6.89	—	81.40
11	49.06	1.66	—	1.86	0.55	5.88	0.84	0.84	0.25	15.92	0.61	1.97	—	79.42
12	52.20	—	—	1.83	0.78	6.59	2.27	0.65	0.29	14.09	1.34	1.01	—	81.01
13	54.46	—	—	1.62	0.50	5.99	1.28	0.61	0.33	14.68	1.31	0.91	—	81.65
14	51.97	—	—	2.98	—	8.39	2.20	0.56	0.40	9.16	1.16	12.52	—	89.29
15	53.36	—	—	3.40	—	4.64	1.24	0.72	0.66	11.14	1.32	5.52	—	81.74
Формулы (Σ _{катионов} = 2) рассчитаны на условный «торит»-торогуммит, количество О принято соответствующим Σ = Si + P + S в октаэдрических анионных группах, баланс зарядов Σg ⁺ / Σg ⁻														
1	(Th _{0.65} Ca _{0.14} Fe _{0.13} Al _{0.03} U _{0.07} Mg _{0.01}) _{1.04} ((Si _{0.95} P _{0.01}) _{0.96} O _{3.84}) · nH ₂ O Σg ⁺ =7.53 / Σg ⁻ =7.63													
2	(Th _{0.63} Fe _{0.18} Al _{0.09} U _{0.06} Cu _{0.05} Ca _{0.04}) _{1.05} ((Si _{0.93} P _{0.02}) _{0.95} O _{3.80}) · nH ₂ O Σg ⁺ =7.57 / Σg ⁻ =7.67													
3	(Th _{0.50} Fe _{0.29} Al _{0.14} Ca _{0.08} U _{0.02}) _{1.02} ((Si _{0.93} P _{0.05}) _{0.98} O _{3.64}) · nH ₂ O Σg ⁺ =7.46 / Σg ⁻ =7.83													
4	(Th _{0.56} Fe _{0.38} Ca _{0.09} Al _{0.05}) _{1.09} (Si _{0.87} P _{0.04}) _{0.91} O _{3.64} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.41 / Σg ⁻ =7.25													
5	(Th _{0.58} Cu _{0.20} Ca _{0.15} U _{0.08} Fe _{0.06} Al _{0.02}) _{1.09} (Si _{0.81} S _{0.10}) _{0.91} O _{3.64} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.44 / Σg ⁻ =7.30													
6	(Th _{0.69} U _{0.12} Ca _{0.16} Fe _{0.05}) _{1.02} Si _{0.98} O _{3.92} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.64 / Σg ⁻ =7.82													
7	(Th _{0.67} Ca _{0.29} Fe _{0.16} Al _{0.07} Pb _{0.02}) _{1.24} (Si _{0.62} S _{0.09} P _{0.06}) _{0.77} O _{3.08} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.35 / Σg ⁻ =6.45													
8	(Th _{0.50} Fe _{0.42} Ca _{0.13} Al _{0.03} Pb _{0.02}) _{1.10} (Si _{0.47} S _{0.37} P _{0.04} As _{0.02}) _{0.90} O _{3.60} · nH ₂ O Σg ⁺ =8.19 / Σg ⁻ =7.37													
9	(Th _{0.53} Fe _{0.33} Ca _{0.13} Al _{0.04} Pb _{0.02}) _{1.05} (Si _{0.47} S _{0.44} P _{0.04}) _{0.95} O _{3.80} · nH ₂ O Σg ⁺ =8.20 / Σg ⁻ =7.79													
10	(Th _{0.62} Fe _{0.24} Ca _{0.17} Al _{0.05} Pb _{0.02}) _{1.10} (Si _{0.58} S _{0.27} P _{0.05}) _{0.90} O _{3.60} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.88 / Σg ⁻ =7.40													
11	(Th _{0.60} Fe _{0.27} Ca _{0.10} Al _{0.05} U _{0.02} Pb _{0.01}) _{1.05} (Si _{0.84} S _{0.08} P _{0.03}) _{0.95} O _{3.80} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.10 / Σg ⁻ =7.68													
12	(Th _{0.65} Fe _{0.31} Ca _{0.11} Al _{0.04} Pb _{0.03}) _{1.14} (Si _{0.76} P _{0.06} S _{0.04}) _{0.86} O _{3.44} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.45 / Σg ⁻ =7.18													
13	(Th _{0.68} Fe _{0.28} Ca _{0.09} Al _{0.04} Pb _{0.02}) _{1.11} (Si _{0.79} P _{0.06} S _{0.04}) _{0.89} O _{3.56} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.56 / Σg ⁻ =7.28													
14	(Th _{0.55} Fe _{0.33} Ca _{0.15} Al _{0.03} Pb _{0.03}) _{1.09} (Si _{0.43} S _{0.44} P _{0.05}) _{0.92} O _{3.68} · nH ₂ O Σg ⁺ =8.15 / Σg ⁻ =7.51													
15	(Th _{0.65} Fe _{0.21} Ca _{0.20} Al _{0.05} Pb _{0.02}) _{1.12} (Si _{0.60} S _{0.22} P _{0.09}) _{0.88} O _{3.08} · nH ₂ O Σg ⁺ =7.79 / Σg ⁻ =7.18													

Примечание. Месторождения: 1–6 – Удоканское, 7–15 – Ункурское. Анализы 1–5, 7–15 – СЭМ HITACHI S-3400N, 6 – СЭМ Tescan Vega3 SBU. Баланс зарядов и присутствие молекулярной воды в формулах приняты условно. Здесь и далее, прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. Deposits: 1–6 – Udokan, 7–15 – Unkur. Analyses 1–5, 7–15 – SEM HITACHI S-3400N, analysis 6 – SEM Tescan Vega3 SBU. The charge balance and the presence of molecular water in the formulas are conditional. Hereinafter, dash – below detection limit.

В прослоях, обогащенных оксидами железа, встречаются также ксеноморфные выделения алланита-эпидота, морфология которых свидетельствует в пользу их аутигенного происхождения (рис. 10). К сожалению, малый размер, химическая неоднородность и пористая структура позволили проанализировать их химический состав только на качественном уровне.

В прослоях, обогащенных оксидами железа, на Ункурском месторождении наравне с аутигенным «торитом» встречаются фосфаты РЗЭ, преимущественно монацит, образующий зерна сложной формы в интерстициях оксидов железа (рис. 11). Ксено- тим обнаружен в виде идиоморфного включения в монаците (рис. 11a). Состав монацита относительно выдержан (табл. 4). Среди РЗЭ преобладают Се,

Таблица 3

Table 3

Химический состав смеси «торита» с фосфатом РЗЭ (мас. %)

Chemical composition of a mixture of «thorite» and REE phosphate (wt. %)

№	ThO ₂	UO ₂	CaO	CuO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	V ₂ O ₅	TiO ₂	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₂	Сумма
1	59.85	—	0.74	2.33	0.65	5.11	0.73	2.43	1.57	—	—	—	—	—	0.60	0.41	12.79	3.61	1.27	90.35
2	59.59	0.44	1.00	1.34	—	3.6	—	1.86	1.68	—	—	—	—	—	—	—	11.94	4.83	1.13	89.16
3	55.82	—	3.35	1.75	0.85	3.72	—	0.30	—	—	1.03	—	—	—	—	—	11.30	2.46	2.27	82.85
4	53.73	3.70	2.26	2.54	0.41	1.89	1.53	0.56	0.33	0.36	—	—	—	—	—	—	12.27	1.22	1.56	82.36
5	49.94	9.14	1.54	1.43	0.5	1.16	1.53	—	0.33	0.79	0.45	—	—	—	—	—	16.56	0.79	0.43	84.59
6	47.49	9.07	1.53	2.46	—	1.65	2.40	0.76	0.47	—	—	—	—	—	—	—	15.16	0.80	2.74	84.53
7	48.82	9.34	1.41	1.52	0.47	0.82	2.06	0.76	—	0.55	0.55	—	—	—	—	—	15.43	1.20	0.52	83.45
8	49.00	8.05	1.49	1.36	0.59	1.24	1.86	0.64	0.71	0.80	—	—	—	—	—	2.21	16.37	1.12	0.21	83.44
9	45.30	8.01	1.55	1.24	0.37	1.24	1.80	0.88	0.64	0.65	0.37	—	—	—	—	—	14.18	1.01	—	79.45
10	48.36	8.71	1.50	0.88	—	0.68	2.81	0.82	0.58	0.62	0.49	—	—	—	—	—	15.71	1.22	0.55	82.93
11	24.56	3.50	1.22	0.36	—	1.04	0.77	4.59	1.33	0.36	0.35	—	—	—	17.77	—	15.95	4.19	—	79.52
12	30.36	2.68	0.66	1.27	—	0.53	1.69	14.22	4.41	—	0.32	—	—	—	—	—	9.51	12.87	0.15	89.32
13	26.87	0.66	1.21	3.43	—	2.32	22.21	0.23	—	2.26	4.64	1.02	1.57	1.19	—	0.35	7.59	19.27	1.16	95.98

Примечание. Анализы 1, 2 – СЭМ Tescan Vega3 SBU, 3–13 – СЭМ HITACHI S-3400N.

Note. Analyses 1, 2 – SEM Tescan Vega3 SBU, 3–13 – SEM HITACHI S-3400N.

La и Nd, постоянные примеси – Th, Ca, часто – Fe, S, что позволяет рассматривать минерал как промежуточный член ряда монацит РЗЭ(PO₄) – рабдофан (РЗЭ,Ca,Th)(PO₄) · H₂O / тристратит (Ca,U,Fe)(PO₄,SO₄)·2H₂O. В составе ксенотима присутствует значительная примесь РЗЭ (табл. 4).

В обогащенных оксидами железа прослоях Ункурского месторождения тонкие выделения минералов РЗЭ встречаются в тесной ассоциации с тонкозернистыми агрегатами ильменита и рутила на контакте с торитом и включениями сульфида Pb (рис. 12). Микрогеохимические карты показывают неоднородное распределение в них основных элементов. Судя по характеру распределения Р и Nd (распределение остальных РЗЭ аналогично), часть РЗЭ входит в состав фосфата, а часть не связана с фосфором. Состав участка, обогащенного РЗЭ и лишенного фосфора (P₂O₅ ниже предела обнаружения), следующий (мас. %): Ce₂O₃ 18.89, La₂O₃ 15.10, Nd₂O₃ 6.83, CaO 5.11, Fe₂O₃ 5.13, Al₂O₃ 2.66, K₂O 1.32, ThO₂ 1.82, TiO₂ 0.92, Y₂O₃ 0.70, UO₂ 0.27, SiO₂ 7.94 (сумма 66.67). Несмотря на то, что проанализирован был загрязненный материал, отсутствие Р и низкая сумма анализов позволяют предполагать присутствие карбонатной фазы (или фаз) РЗЭ.

Помимо собственных минералов Th и РЗЭ, в рассматриваемой толще также присутствуют минералы, содержащие эти элементы в качестве примесей. Циркон – один из самых распространенных акцессорных минералов метапесчаников. Он встречается в виде округлых зерен и кристаллов размером до 0.5 мм со сглаженными контурами (рис. 13), свидетельствующими о его обломочном происхождении. Иногда циркон образует включения в метакристаллах магнетита или сростается с ним. Вокруг некоторых включений циркона в магнетите образуются радиальные трещины, свидетельствующие об увеличении его объема в результате метамиктного распада. Циркон практически всегда зонален как по составу, так и по структуре: центр кристалла или отдельные зоны могут быть метамиктными, о чем свидетельствуют черные области на картине контраста полос дифракции электронов (рис. 14). Кристаллы циркона с метамиктным центром часто трещиноватые, брекчированные. Трещины заполняются нерудными минералами, в единичных случаях к ним приурочены включения «торита» (рис. 14). Состав циркона детально не изучался, но по данным, полученным методом ЭДА, в нем присутствуют варьирующие количества Hf (до 1.5 мас. %), U (до 0.7 мас. %), Th (до 0.5 мас. %).

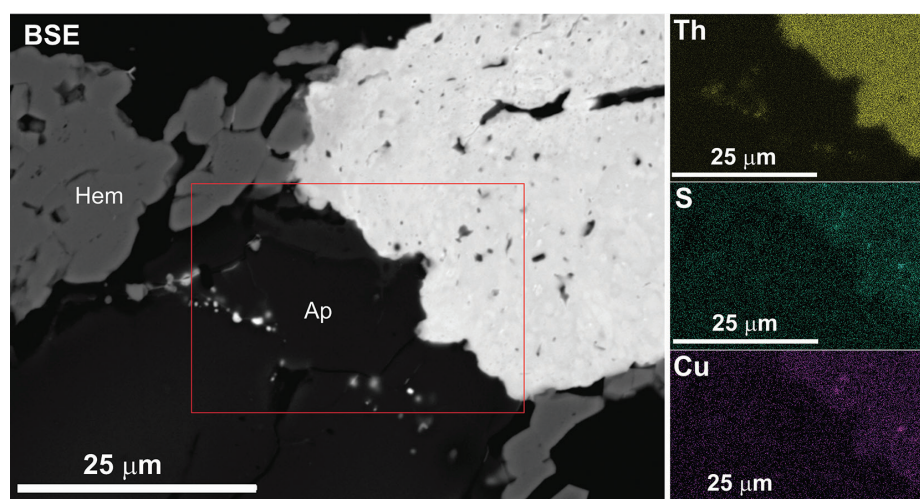


Рис. 6. BSE изображение зерна «торита» с включениями сульфида меди на контакте с апатитом (Ap) и гематитом (Hem) и распределение некоторых элементов. Красный прямоугольник — участок микрогеохимического картирования. Удоканское месторождение.

Fig. 6. BSE image of «thorite» grain with inclusions of Cu sulfide at the contact with apatite (Ap) and hematite (Hem) and distribution of some elements. Red rectangle — the area of microgeochemical mapping is indicated. Udokan deposit.

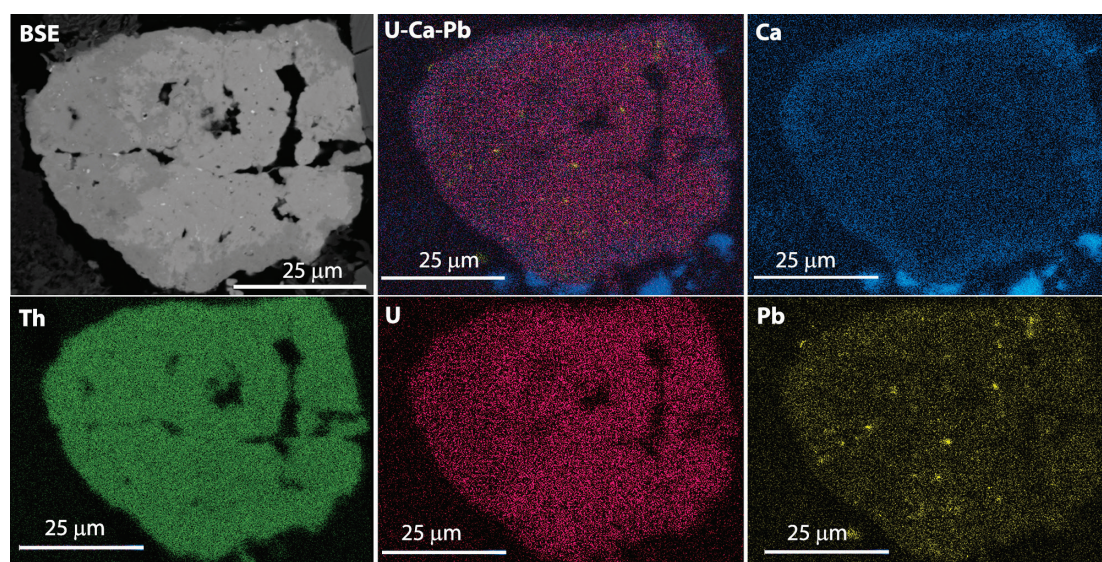


Рис. 7. BSE изображение неоднородного зерна «торита» с включениями сульфида свинца и каймой, обогащенной Ca, и распределение основных элементов. Ункурское месторождение.

Fig. 7. BSE image of heterogeneous «thorite» grain with inclusions of Pb sulfide and a Ca-rich rim and the distribution of main elements. Unkur deposit.

Обсуждение

Минеральные формы Th и РЗЭ. Ранее считалось, что основными концентраторами Th и РЗЭ в породах сакуканской свиты являются детритовые алланит и циркон (Юргенсон, Абрамов, 2000; Абрамов, 2004). Следует также отметить находки урановых и торий-урановых оксидных соединений, образующих тонкие каймы вокруг халькопирита в прожилковых рудах Ункурского месторождения (Гонгальский, 2015). Нами установлены аутиген-

ные формы Th и РЗЭ: силикаты, фосфаты и, предположительно, карбонаты. Силикат Th содержит большое количество элементов-примесей и, по-видимому, представляет собой промежуточное соединение между торитом и торогуммитом. Несмотря на то, что как минеральный вид торогуммит был дискредитирован (Piilonen et al., 2014), водосодержащие метамиктные силикаты Th с большим количеством примесей широко распространены в поздних низкотемпературных и гипергенных минеральных ассоциациях (<http://www.mindat.org/>

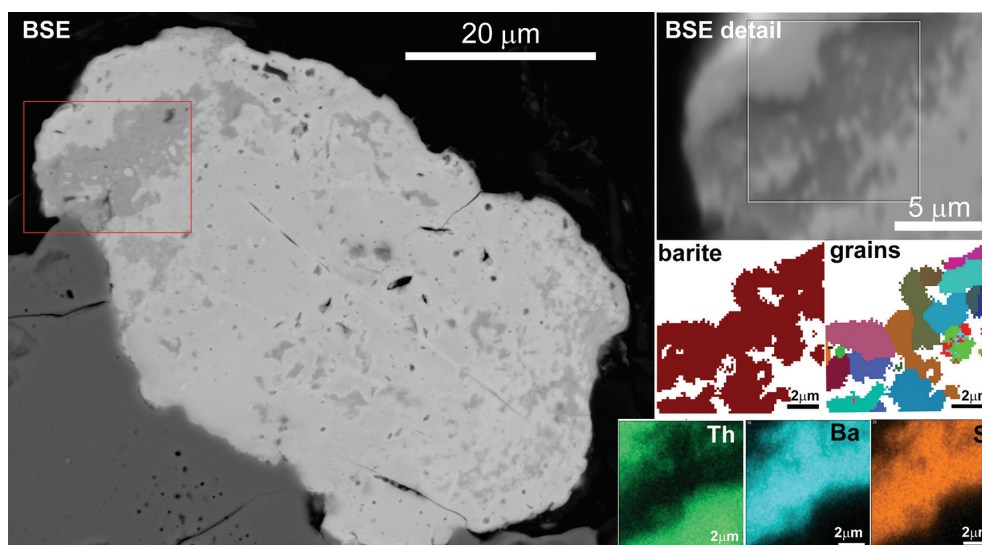


Рис. 8. Включение кристаллического барита в «торите». BSE изображения, картины EBSD (кристаллический барит (barite) в метамиктной матрице (белое)), ориентировка зерен в цветах Эйлера (grains), распределение основных элементов. Шаг сканирования для получения картины EBSD 0.15 мкм. Отмечены участки детализации. Удоканское месторождение.

Fig. 8. Inclusion of crystalline barite in «thorite». BSE images, EBSD patterns (crystalline barite in a metamict matrix (white)), grain orientation in Euler colors (grains), distribution of main elements. The scanning step for EBSD pattern is 0.15 μm. The detailed area is marked. Udokan deposit.

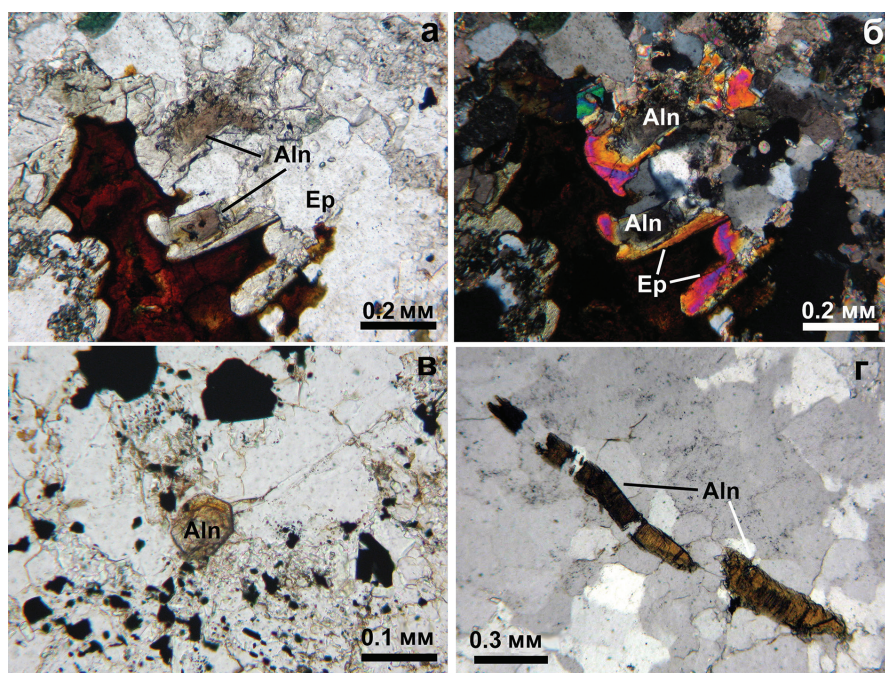


Рис. 9. Кластогенный алланит (Aln): а, б – с каемками эпидота (Ep) в ассоциации с гидроксидами железа в песчаном известняке (а – без анализатора, б – с анализатором); в – кристалл алланита в олигомиктовом песчанике; г – брекчированный алланит в кварц-полевошпатовой жилке. Проходящий свет. Удоканское месторождение.

Fig. 9. Detrital allanite (Aln): а, б – with epidote (Ep) rims in assemblage with Fe hydroxides in sandy limestone (а – without analyzer, б – with analyzer); в – allanite crystal in oligomictic sandstone; г – brecciated allanite in quartz-feldspar vein. Transmitted light. Udokan deposit.

min-3948.html). Часто торогуммит замещает торит (Piilonen et al., 2014 и ссылки в этой статье), однако нами не было найдено ни одного зерна силиката Th,

сохранившего реликты соединения более стехиометричного состава, характерного для торита, и с меньшим количеством примесей.

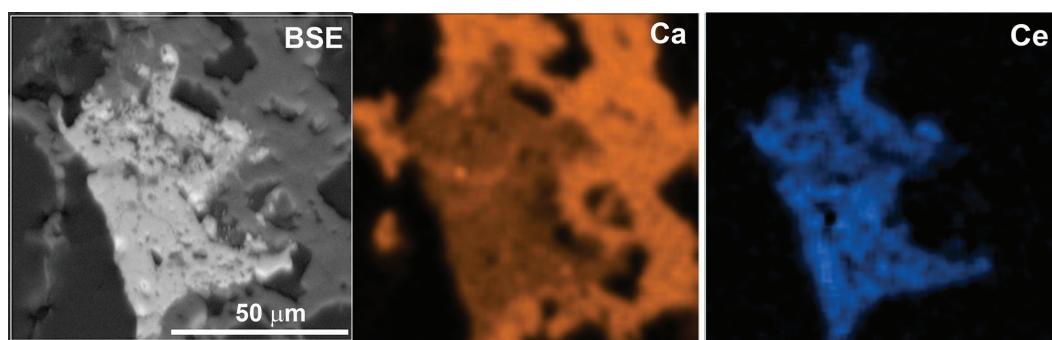


Рис. 10. BSE изображение ксеноморфного алланита с каймой эпидота в прослое, обогащенном оксидами железа, и распределение основных элементов. Удоканское месторождение.

Fig. 10. BSE image of anhedral allanite with an epidote rim in Fe oxide-rich layer and distribution of main elements. Udokan deposit.

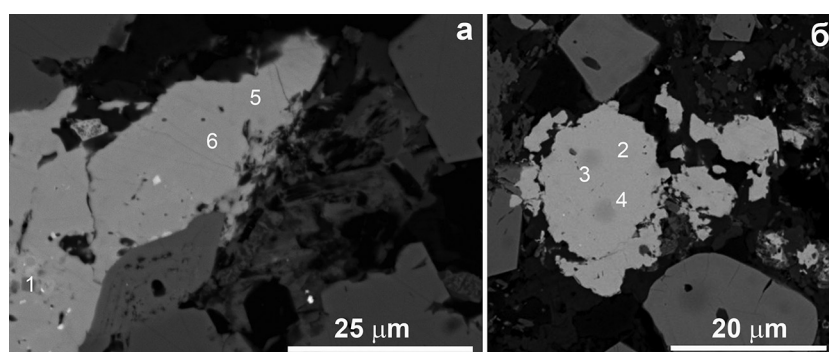


Рис. 11. Аутигенные фосфаты РЗЭ Ункурского месторождения (деталь рис. 4б): а – монацит с включением ксенотима (точка 1); б – монацит. Цифры соответствуют номерам анализов в табл. 4.

Fig. 11. Authigenic REE phosphates of the Unkur deposit (detail of Fig. 4б): а – monazite with xenotime inclusion (point 1); б – monazite. Numbers correspond to numbers of analyses in Table 4.

В процессах диагенеза часто формируются фосфаты РЗЭ, преимущественно рабдофан (Rasmussen et al., 1998; Sokol et al., 2020, Belogub et al., 2021). Монацит характерен для метаморфических пород уровня амфиболитовой фации (Ferry, 2000; Kohn, Malloy, 2004). Существуют указания на находки сингенетичного монацита и в зеленосланцевых породах (Boswell et al., 2003; Белогуб и др., 2018; Шепель и др., 2021). Богатый примесями монацит описан в коре выветривания Томторского месторождения (Лазарева и др., 2015). Низкотемпературные монациты зачастую богаты примесями Y, Ca, Fe, Mn, Pb, Th, U, S, Si (Макеев и др., 2020; Лазарева и др., 2015). Для них часто фиксируется дефицит аналитической суммы, однако связать его с присутствием молекулярной воды и трансформацией структуры в рабдофан удастся не всегда (Макеев и др., 2020; Sokol et al., 2020) и только с привлечением локальных структурных методов, таких как дифракции обратных электронов (Belogub et al., 2021).

Карбонаты и фторкарбонаты РЗЭ описаны как аутигенные минералы в метаосадках (черных сланцах) месторождений золота Бодайбинского района, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации (Шепель и др., 2021), бокситах (Gamaletos et al., 2019), диагенетически измененных песчаниках (Hartmann et al., 1997), глубоководных железо-марганцевых корках (Marino et al., 2019), где они формируют интерстициальные формы, сходные с обнаруженными нами в осадках Удоканского бассейна.

Таким образом, ассоциация установленных нами аутигенных минералов-концентраторов Th и РЗЭ не уникальна для осадочных пород, претерпевших диагенетические и начальные метаморфические изменения.

Распределение РЗЭ и радиоактивных элементов. По данным В.К. Немерова с соавторами (2009), средняя сумма РЗЭ во вмещающих породах месторождения составляет 197 г/т, при этом в породах с бортовыми содержаниями Cu (~0.3 %) – 171 г/т, а в пробах с рудными содержаниями (Cu >0.3 %) отмечается минимальная сумма лантано-

Таблица 4
Table 4

Состав аутигенных фосфатов РЗЭ Ункурского месторождения (мас. %)

Chemical composition of authigenic REE phosphates of the Unkur deposit (wt. %)

№ п/п	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₂	CaO	Fe	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1	1.38	30.64	0.45	0.38	0.37	31.49	5.41	7.45	—	2.91	—	2.29	4.13	2.40	0.44	4.55	—	94.30
2	1.21	27.22	0.52	0.39	—	2.02	20.37	28.85	3.06	11.26	1.52	1.16	—	—	—	3.19	—	100.75
3	1.31	27.28	0.59	0.39	—	1.79	20.05	29.47	3.12	11.09	1.34	1.05	0.33	—	0.60	3.00	—	101.44
4	1.31	27.09	0.53	0.26	—	1.76	21.36	29.81	2.71	10.34	1.21	0.58	—	—	—	2.88	—	99.83
5	—	28.48	—	0.48	—	0.79	21.99	29.86	2.67	10.16	1.33	1.46	0.54	0.35	—	1.26	—	99.39
6	—	28.01	0.13	0.39	0.85	0.97	21.43	29.14	2.92	10.89	1.87	0.72	—	—	—	1.40	0.29	99.00

Формулы рассчитаны на $\Sigma_{\text{катионов}} = 2$, O — по стехиометрии, условно

1	(Y _{0.61} Ce _{0.10} La _{0.07} Dy _{0.04} Pr _{0.04} Th _{0.04} Gd _{0.03} Er _{0.03} Ca _{0.01} Fe _{0.01}) _{0.98} (P _{0.94} Si _{0.07} S _{0.01}) _{1.02} O ₄
2	(Ce _{0.41} La _{0.29} Nd _{0.16} Pr _{0.04} Y _{0.04} Th _{0.03} Sm _{0.02} Gd _{0.02} Ca _{0.02}) _{1.03} ((P _{0.90} Si _{0.06} S _{0.01}) _{0.97} O ₄)
3	(Ce _{0.42} La _{0.31} Nd _{0.15} Pr _{0.04} Y _{0.04} Th _{0.03} Sm _{0.02} Gd _{0.01} Pb _{0.01}) _{1.02} ((P _{0.90} Si _{0.07} S _{0.01}) _{0.98} O ₄)
4	(Ce _{0.43} La _{0.31} Nd _{0.15} Pr _{0.04} Y _{0.04} Th _{0.03} Sm _{0.02} Gd _{0.01} Ca _{0.01}) _{1.02} ((P _{0.90} Si _{0.07} S _{0.01}) _{0.98} O ₄)
5	(Ce _{0.44} La _{0.32} Nd _{0.14} Pr _{0.04} Y _{0.02} Sm _{0.02} Gd _{0.02} Ca _{0.01}) _{1.04} (P _{0.96} O ₄)
6	(Ce _{0.43} La _{0.31} Nd _{0.15} Pr _{0.04} Sm _{0.03} Fe _{0.03} Y _{0.02} Ca _{0.02} Th _{0.01} Gd _{0.01}) _{1.06} (P _{0.94} O ₄)

Примечание. 1 – ксенотим, 2–7 – монацит.

Note. 1 – xenotime, 2–7 – monazite.

идов, равная 84 г/т. Кривые распределения РЗЭ имеют сходную конфигурацию. Изменение отношения La/Yb в пределах месторождения от вмещающих пород к собственно рудным телам незначительно (15.3 → 17.1) с некоторым ростом отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ. В спектрах РЗЭ как пустых пород, так и руд присутствует умеренно выраженная отрицательная европиевая аномалия, а величина европиевого модуля $Eu_N/((Sm_N + Gd_N)/2)$ варьирует от 0.55 до 0.87. На основании приведенных данных авторы цитируемой статьи делают вывод об отсутствии какого-либо перераспределения РЗЭ в рудном процессе и небольшой вероятности влияния магматических процессов на концентрацию Си и, соответственно, незначительной вероятности привноса высокозарядных элементов в осадочную толщу из посторонних источников. Также есть данные о том, что содержания Се и La повышены в послонных рудах и понижаются в прожилковых относительно вмещающих песчаников, при этом СРЗЭ и ТРЗЭ демонстрируют малую вариативность (Гонгальский, 2015). Такой характер распределения не противоречит преимущественной концентрации РЗЭ в детритовых минералах песчаников, как это ранее предполагалось (Юргенсон, Абрамов, 2000) и незначительной их мобильности.

Содержания Th во вмещающих песчаниках сакуканской свиты, по данным Б.И. Гонгальского (2015), составляют ~6.24 г/т, урана ~2.24 г/т и повышаются в рудах, особенно – в секущих рудных прожилках. В обогащенных оксидами железа слоях содержания Th и U, по нашим данным, варьируют в пределах 9.17–208 и 5.61–58 г/т, соответственно, что на 1–2 порядка превышает их средние содержания в осадочных породах. Согласно (Turekian, Vedepohl, 1961) в глинах, песчаниках и известняках содержания Th составляют 12, 1.7, 1.7 г/т, U – 3.7, 0.45, 2.2 г/т, соответственно. Широкие вариации содержания радиоактивных элементов косвенно свидетельствуют о возможности привноса в ходе геологической истории Удокана. Приуроченность повышенных концентраций РЗЭ, U и Th к железистым прослоям может быть обусловлена присутствием как детритовых, так и аутигенных минералов-концентраторов радиоактивных элементов.

Источники Th и РЗЭ для формирования аутигенных минералов-концентраторов. В качестве источников Th и РЗЭ для образования аутигенных минералов можно предположить сор-

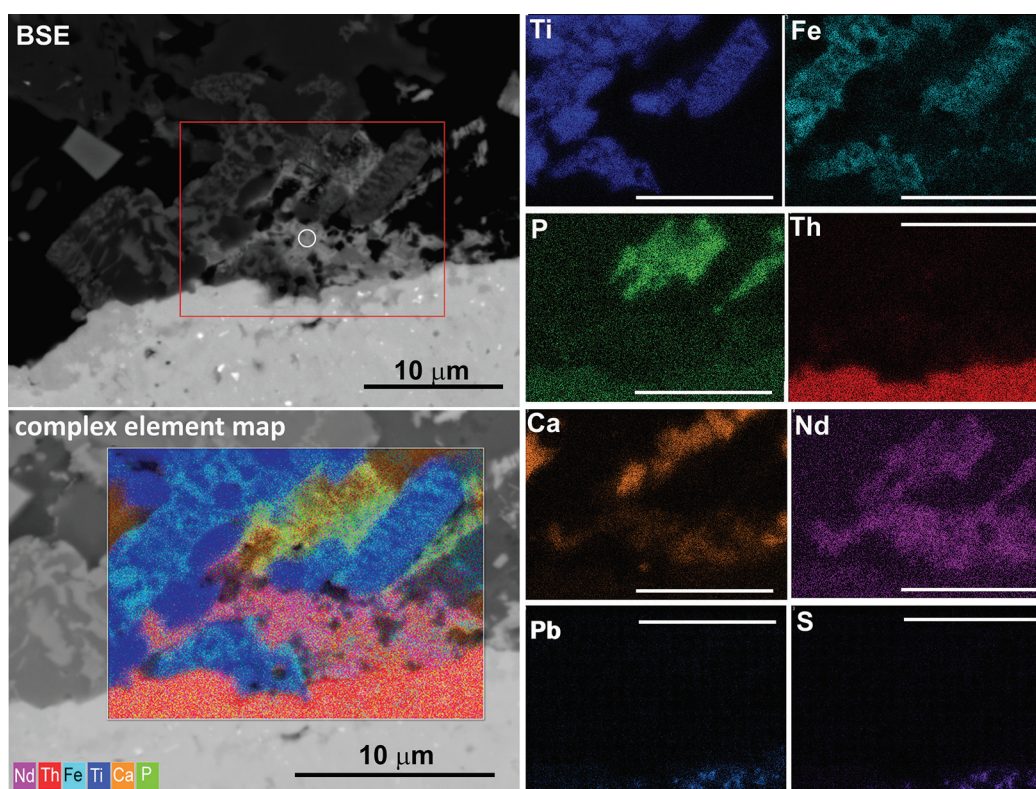


Рис. 12. BSE изображение аутигенных фосфатов и карбонатов (?) РЗЭ в интерстициях рутил-ильменитовых агрегатов на контакте с зерном торита с включениями сульфида свинца и карты распределения элементов. Ункурское месторождение. Масштабная линейка на всех картах – 10 мкм. Кругом отмечена область, для которой получен химический состав, указанный в тексте.

Fig. 12. BSE image of interstitial authigenic phosphates and REE carbonates (?) within rutile-ilmenite aggregates at the contact with «thorite» with inclusions of Pb sulfide and distribution of main elements. Unkur deposit. Scale bar in all maps is 10 µm. The area of chemical analysis mentioned in the text is marked by circle.

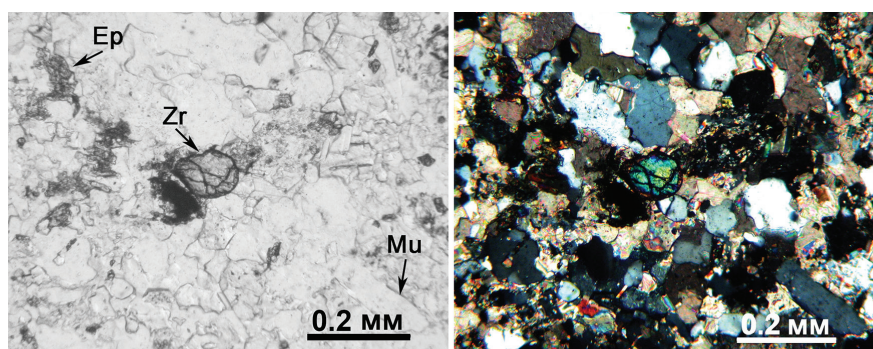


Рис. 13. Детритовый циркон в известковистом песчанике, проходящий свет: а – без анализатора; б – с анализатором. Удоканское месторождение.

Fig. 13. Detrital zircon in calcareous sandstone, transmitted light: а – without analyzer; б – with analyzer. Udokan deposit.

бированные комплексы гидроксидно-железистых осадков, которые накапливаются в дельтах рек и прибрежной зоне совместно с минералами естественного шиха. Окси-гидроксиды Fe^{3+} характеризуются высокой сорбционной емкостью по отношению к высокозарядным крупным катионам при pH

>5 и, особенно при pH 7–8, что отвечает морской воде (Leyborne et al., 2006; Dinali et al., 2019).

Основными механизмами десорбции являются: 1) изменение концентрации сорбата в растворе, которое может быть связано, в том числе, и со связыванием сорбата в собственные твердые фазы; 2)

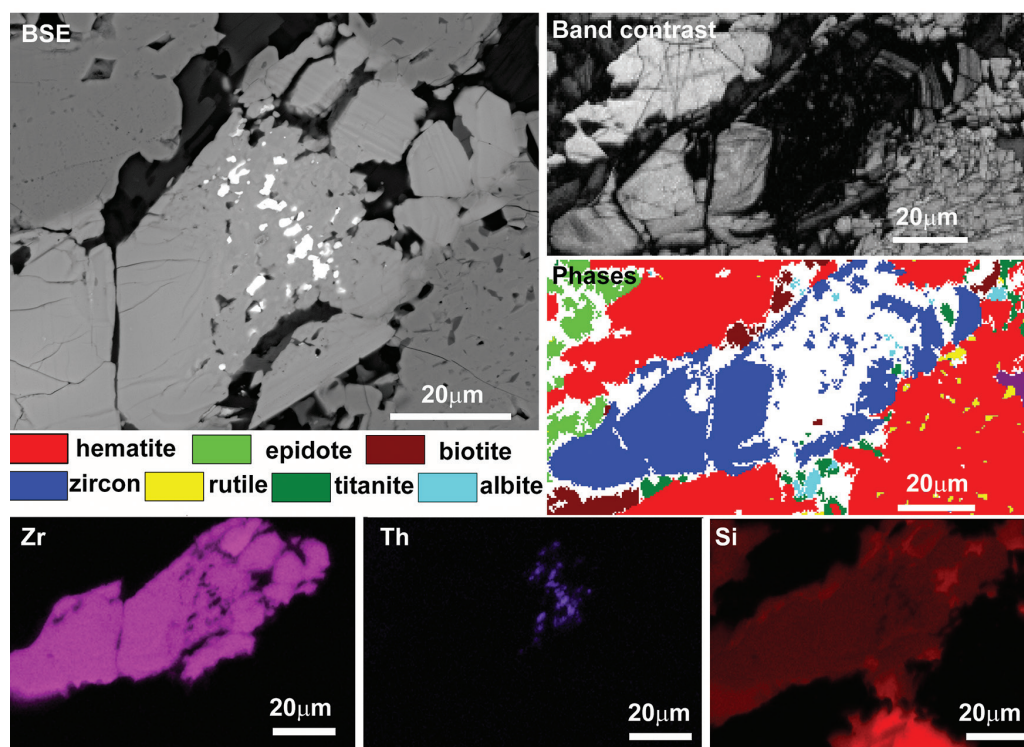


Рис. 14. Частично метамиктный циркон в прослое, обогащенном оксидами железа. BSE изображение, EBSD картины (контраст полос (Band contrast), распределение кристаллических фаз (Phases)) и распределение основных элементов. Шаг сканирования для получения картины EBSD 0.5 мкм. Удоканское месторождение.

Fig. 14. Partly metamict zircon in Fe oxide-rich layer. BSE image, EBSD patterns (band contrast, distribution of crystalline phases (Phases)) and distribution of main elements. The scanning step for EBSD pattern is 0.5 μm . Udokan deposit.

перекристаллизация созревания дисперсной фазы, при которой уменьшается площадь поверхности; 3) изменение минеральной формы сорбента, в контексте рассматриваемого объекта – формирование гематита за счет гидроксидов железа. В рассматриваемом случае вероятна реализация двух последних механизмов, первый из которых можно связать с литификацией и диагенезом осадков, второй – с катагенезом и начальным метаморфизмом.

В качестве второстепенного источника Th и U для формирования аутигенных фаз также можно рассматривать метамиктный циркон. При метамиктизации циркон растрескивается и становится проницаемым, что способствует перераспределению элементов. Однако перенос элементов вряд ли происходит на значительные расстояния, о чем свидетельствуют находки «торита» в трещинах брекчирования метамиктного циркона (рис. 13).

Модель формирования аутигенных минералов-концентраторов Th и PЗЭ в окисно-железистых прослоях. На основании имеющихся данных можно предложить следующий механизм формиро-

вания собственных минералов Th и PЗЭ. В дельтовых и прибрежно-морских условиях формировался осадок, аккумулировавший детритовые минералы: кварц, полевые шпаты и тяжелые минералы, концентрировавшиеся в нижних частях ритмов (турмалин, апатит, хромит, магнетит, циркон), а также продукты коагуляции Ti-содержащего кремний-железистого коллоида (оксигидроксидов железа, лимонита, лейкоксена), выносимого речными водами при выветривании континентальных пород. Коагуляция происходила в результате смешения пресных и соленых вод.

Перекристаллизация первичных окси-гидроксидных осадков при диагенезе привела к образованию тонкозернистых агрегатов гематита, рутила и титанита, рутила и ильменита. При перекристаллизации Th, PЗЭ и другие элементы, адсорбированные на оксигидроксидах железа и геле кремнезема, высвобождались. Последующие процессы привели к дегидратации оксигидроксидов и кремнистого геля и образованию аутигенных минералов, в том числе силикатов Th (торита-торогуммита) и PЗЭ

(алланита). Помимо адсорбированного комплекса, источником Th и U могли служить частично метакристаллизированные минералы, в частности циркон.

Синхронность образования силикатов Th, как минимум, с частью сульфидов Cu, подтверждается 1) обогащением торита Cu, 2) наличием микровключений сульфида Cu в торите.

Содержание P_2O_5 в рядовых рудах Удоканского месторождения, локализованных в осадках сакуканской свиты, составляют 0.1–0.2 мас. % (Гонгальский, 2015), достигая в железистых песчаниках 0.36 мас. % (наши данные для Ункурского месторождения). В случае высоких валовых концентраций P_2O_5 в породе, обогащенной тяжелыми минералами, он, главным образом, сосредоточен в обломочном апатите. Эта особенность химизма осадков, вероятно, и объясняет редкость находок аутигенных РЗЭ фосфатов и незначительную примесь Р в аутигенных силикатах Th.

Заключение

Во вмещающих Удоканское и Ункурское месторождения медистых метапесчаниках сакуканской свиты диагностированы и изучены аутигенные минералы Th (торит-торогуммит) и РЗЭ (алланит, монацит, карбонаты (?)). Их находки приурочены к прослоям, обогащенным магнетитом, гематитом и минералами естественного шлиха исходных песков – апатитом и цирконом. Присутствие в силикате Th включений сульфидов Cu позволяет синхронизировать их образование с формированием первичных сульфидов Cu в стратиформных рудных телах изученных месторождений. Предполагается, что образование минералов Th и РЗЭ связано с высвобождением комплекса элементов, сорбированного на оксигидроксидах железа, отложение которых связано с коагуляцией Ti-содержащего кремнисто-железистого коллоида на геохимическом барьере, возникающем при смешении речных и морских вод в прибрежных условиях.

Авторы благодарны руководству Байкальской горной компании за возможность участвовать в геологоразведочных работах 2010–2012 г. и Э.В. Сокол за ценные замечания. Работа выполнена в рамках бюджетной темы 075-00880-22-00.

Литература

- Абрамов Б.Н.** (2004) Благородные металлы в осадочно-метаморфических и интрузивных комплексах пород Кодаро-Удоканской зоны. *Геохимия*, **395**(2), 224–226.
- Абрамов Б.Н.** (2006) Особенности распределения благородных металлов в медистых песчаниках Кодаро-Удоканского рудного района. *Литосфера*, (4), 168–174.
- Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др.** (2004) Удоканское медное и Катугинское редкометалльное месторождения в Читинской области России. Чита, Министерство природных ресурсов России, 520 с.
- Балашов Ю.А.** (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М., Недра. 267 с.
- Белогуб Е.В., Шиловских В.В., Новоселов К.А.** (2018) Минералы-концентраты редкоземельных элементов из филлитов зоны главного центрального надвига в районе Таморского «окна», Восточный Непал. *Минералогия*, **4**(3), 70–81.
- Бережная Н.Г., Бибикина Е.В., Сочава А.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Богомолов Е.С.** (1988) Изотопный возраст чинейской подсерии удоканской серии Кодаро-Удоканского прогиба. *Доклады Академии наук СССР*, **302**(5), 1209–1212.
- Буфеев Ю.В., Щербакова И.П.** (1978) Геологическая карта СССР, масштаб 1:200 000 (О-50-XXXV). Ленинград, ВСЕГЕИ, 123 с.
- Волкова М.Г., Будяк А.Е., Неволько П.А., Брюханова Н.Н., Спиридонов А.М.** (2012) Связь черносланцевых толщ с процессами рудообразования в пределах Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоны. *Известия СО Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений*, **41**(2), 54–68.
- Володин Р.Н., Савченко А.А., Федотова В.М., Кичигин А.И.** (1982) Разработка критериев прогнозирования проявлений медного оруденения в Удоканском рудном районе с целью обоснования направления геологоразведочных работ. Отчет по теме 41-1/5 в 2 томах. М., ЦНИГРИ.
- Габлина И.Ф., Малиновский Ю.М.** (2008) Периодичность меденакпления в осадочной оболочке Земли. *Литология и полезные ископаемые*, (2), 155–173.
- Гонгальский Б.И.** (2015) Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М., ВИМС, 248 с.
- Интерпретация геохимических данных. Учебное пособие. Под ред. Е.В. Склярова. М., Интермет Инжиниринг, 2001, 288 с.
- Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В.** (2015) Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь). *Геология и геофизика*, **56**(6), 1080–1115.
- Лурье А.М.** (1988) Генезис медистых песчаников и сланцев. М., Наука, 182 с.

- Макеев А.Б., Борисовский С.Е., Красоткина А.О.** (2020) Химический состав и возраст монацита и куларита из титановых руд Пижемского и Ярегского месторождений (Средний и Южный Тиман). *Георесурсы*, **22**(1), 33–31.
- Немеров В.К., Будяк А.Е., Развозжаева Э.А., Макарыгина В.А., Спиридонов А.М.** (2009) Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан. *Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАН*, **2**(35), 4–17.
- Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Котляров В.А., Шиловских В.В.** (2017) Бетехтинит из руд Удоканского месторождения медистых песчаников (Забайкалье, Россия). *Минералогия*, **3**(2), 14–21.
- Подковыров В.Н., Котов А.Б., Ларин А.М., Котова Л.Н., Ковач В.П., Загорная Н.Ю.** (2006) Источники области сноса раннепротерозойских терригенных пород удоканской серии южной части Кодаро-Удоканского прогиба: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований. *Доклады Академии наук*, **408**(2), 223–227.
- Покровский Б.Г., Григорьев В.С.** (1995) Новые данные о возрасте и геохимии изотопов удоканской серии, нижний протерозой Восточной Сибири. *Литология и полезные ископаемые*, (3), 273–283.
- Федоровский В.С.** (1972) Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., Наука, 130 с.
- Чечёткин В.С., Володин Р.Н., Наркелюн Л.Ф., Трубачев А.И., Быков Ю.В., Маркевич Г.Е.** (1995) Удоканское месторождение медистых песчаников / Месторождения Забайкалья. М., Геоинформмарк, 10–19.
- Чечёткин В.С., Юргенсон Г.А., Наркелюн Л.Ф., Трубачев А.И., Салихов В.С.** (2000) Геология и руды Удоканского месторождения меди (обзор). *Геология и геофизика*, **41**(5), 733–745.
- Шепель Е.В., Аюпова Н.Р., Рассомахин М.А., Хворов П.В.** (2021) Торий-уран-редкоземельная минерализация Угаханского золоторудного месторождения в углеродистых сланцах, Бодайбинский рудный район (Иркутская обл.). *Минералогия*, **7**(3), 78–93.
- Юргенсон Г.А., Абрамов Б.Н.** (2000) Минеральный состав железистых песчаников и источники обломочного материала меденосных отложений удоканской серии. *Записки Российского минералогического общества*, **129** (2), 44–53.
- Belogub E.V., Shilovskikh V.V., Novoselov K.A., Blinov I.A., Filippova K.A.** (2021) Authigenic rhabdophane from brown iron ore of the oxidation zone of the Babaryk massive sulfide occurrence (South Urals): scanning electron microscope (SEM) and electron backscattered diffraction (EBSD) study. *European Journal of Mineralogy*, **33**(5), 605–620.
- Boswell A., Wing B.N., Ferry J.M., Harrison T.M.** (2003) Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: Petrology and geochronology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **145**, 228–250.
- Brown A.C.** (1997) World-class sediment-hosted stratiform copper deposits: Characteristics, genetic concepts and metallogenesis. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**, 317–328.
- Dinali G.S., Root R.A., Amistadi M.K., Chorover J., Lopes G., Guilherme L.R.G.** (2019) Rare earth elements (REE) sorption on soils of contrasting mineralogy and texture. *Environment International*, **128**, 279–291.
- Ferry J.M.** (2000) Patterns of mineral occurrence in metamorphic rocks. *American Mineralogist*, **85**, 1573–1588.
- Gamaletsos P.N., Godelitsas A., Filippidis A., Pontikes Y.** (2019) The rare earth elements potential of GP3Эk bauxite active mines in the light of a sustainable REE demand. *Journal of Sustainable Metallurgy*, (5), 20–47.
- Hartmann B.T., Gaupp R., Oberhaensli R.** (1997) Authigenic rare earth fluorocarbonates (synchiste) in Rotliegend sandstone from the North-German Basin: Constraints for P3Э mobility during diagenesis. *Gaea Heidelberg*, (3), 158.
- Hitzman M., Kirkham R., Broughton D., Thorson J., Selley D.** (2005) The sediment-Hosted Stratiform Copper Ore System. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 609–642.
- Hitzman M., Selley D., Bull S.** (2010) Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through Earth history. *Economic Geology*, **105**, 627–639.
- Kohn M.J., Malloy A.M.** (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 101–113.
- Leybourne M.I., Peter J.M., Layton-Matthews D., Volesky J., Boyle D.R.** (2006) Mobility and fractionation of rare earth elements during supergene weathering and gossan formation and chemical modification of massive sulfide gossan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 1097–1112.
- Marino E., González F.J., Kuhn T., Madureira P., Węgorzewski A.V., Mirao, J. Medialdea T., Oeser M., Miguel C., Reyes J.** (2019) Hydrogenetic, diagenetic and hydrothermal processes forming ferromanganese crusts in the Canary island seamounts and their influence in the metal recovery rate with hydrometallurgical methods. *Minerals*, (9), 439.
- Novoselov K., Belogub E., Palenova E., Blinov I.** (2020) Silver minerals in the Unkur sandstone-hosted Cu deposit (Transbaikalia region, Russia). *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, **196**(3), 221–230.
- Perelló J., Sillitoe R., Yakubchuk A., Valencia V., Comejo P.** (2017) Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia. *Ore Geology Reviews*, **86**, 856–866.
- Piilonen P.C., Rowe R., Poirier G., Grice J.D., McDonald A.M.** (2014) Discreditation of Thorogummite. *The Canadian Mineralogist*, **52**, 769–774.
- Rasmussen B., Buick R., Wayne R., Taylor C.** (1998) Removal of oceanic REE by authigenic precipitation of phosphatic minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 135–149.

- Sokol E., Kokh S., Kozmenko O., Nekipelova A., Rudmin M., Khvorov P., Artemyev D. (2020) Geochemistry and mineralogy of rare earth elements in high-phosphorus ooidal ironstones: A case study of the Kamysh-Burun deposit (Azov–Black Sea iron Province). *Ore Geology Reviews*, **127**, 103827.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust: its evolution and composition. Oxford Blackwell Scientific Publications, 312 p.
- Turekian K., Wedepohl K. (1961) Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geological Society of America Bulletin*, **72**, 175–192.
- Zientek M., Chechetkin V., Parks H., Box S., Briggs D., Cossette P., Dolgoplova A., Hayes T., Seltsmann R., Syusyura B., Taylor C., Wintzer N. (2014) Assessment of undiscovered sandstone copper deposits of the Kodar-Udokan area, Russia: Chapter M in Global mineral resource assessment. 134 p.
- Yang J., Torres M., McManus J., Algeo T.J., Haka-la J.A., Verba C. (2017) Controls on rare earth element distributions in ancient organic-rich sedimentary sequences: role of post-depositional diagenesis of phosphorus phases. *Chemical Geology*, **466**, 533–544.
- References**
- Abramov B.N. (2004) [Precious metals in sedimentary-metamorphic rocks and intrusive rock complexes of the Kodar-Udokan zone]. *Geokhimiya [Geochemistry]*, **395**(2), 224–226. (in Russian)
- Abramov B.N. (2006) [Features of distribution of precious metals in copper sandstones of the Kodar-Udokan ore region]. *Litosfera [Lithosphere]*, (4), 168–174. (in Russian)
- Arkhangel'skaya V.V., Bykov Yu.V., Volodin R.N. et al. (2004) [Udokan copper and Katugino rare metals deposits in Chita district of Russia]. Chita, Ministerstvo prirodnikh resursov Rossii, 520 p. (in Russian)
- Balashov Yu.A. (1976) [Geochemistry of rare earth elements]. Moscow, Nedra, 267 p. (in Russian)
- Belogub E.V., Shilovskikh V.V., Novoselov K.A. (2018) [REE minerals of phyllites of the Main Central Thrust of the Tamor window area, Eastern Nepal]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **4**(3), 70–81. (in Russian)
- Belogub E.V., Shilovskikh V.V., Novoselov K.A., Blinov I.A., Filippova K.A. (2021) Authigenic rhabdophane from brown iron ore of the oxidation zone of the Babaryk massive sulfide occurrence (South Urals): scanning electron microscope (SEM) and electron backscattered diffraction (EBSD) study. *European Journal of Mineralogy*, **33**(5), 605–620.
- Berezhnaya N.G., Bibikova E.V., Sochava A.V., Kirnozova T.I., Makarov V.A., Bogomolov E.S. (1988) [Isotope age of China subseries of Udokan series of Kodar-Udokan deflexion]. *Doklady Akademii nauk SSSR [Doklady Academy of Science of the USSR]*, **302**(5), 1209–1212. (in Russian)
- Boswell A., Wing B.N., Ferry J.M., Harrison T.M. (2003) Prograde destruction and formation of monazite and allanite during contact and regional metamorphism of pelites: Petrology and geochronology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **145**, 228–250.
- Brown A.C. (1997) World-class sediment-hosted stratiform copper deposits: Characteristics, genetic concepts and metallotects. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**, 317–328.
- Bufeev Yu.V., Shsherbakova I.P. (1978). [Geological map of the USSR on a scale of 1:200 000 (O-50-XXXV). Explanation notes]. Leningrad, VSEGEI, 123 p. (in Russian)
- Chechetkin V.S., Volodin R.N., Narkelyun L.F., Trubachev A.I., Bykov Yu.V., Markevich G.E. (1995) [Udokan copper sandstone deposit]. In: *Mestorozhdeniya Zabaikal'ya [Deposits of Transbaikalia]*. Moscow, Geoinformmark, 10–19. (in Russian)
- Chechetkin V.S., Yurgenson G.A., Narkelyun L.F., Trubachev A.I., Salikhov V.S. (2000) [Geology and ores of the Udokan copper deposit: a review]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, **41**(5), 733–745. (in Russian)
- Dinali G.S., Root R.A., Amistadi M.K., Chorover J., Lopes G., Guilherme L.R.G. (2019) Rare earth elements (REY) sorption on soils of contrasting mineralogy and texture. *Environment International*, **128**, 279–291.
- Fedorovsky V.S. (1972) [Stratigraphy of the Lower Proterozoic of the Kodar and Udokan ranges]. Moscow, Nauka. 130 p. (in Russian)
- Ferry J. M. (2000) Patterns of mineral occurrence in metamorphic rocks. *American Mineralogist*, **85**, 1573–1588.
- Gablina I.F., Malinovsky Yu.M. (2008) Periodicity of copper accumulation in the Earth's sedimentary shell. *Lithology and Mineral Resources*, (2), 136–153.
- Gamaletsos P.N., Godelitsas A., Filippidis A., Pontikes Y. (2019) The rare earth elements potential of GP3Эk bauxite active mines in the light of a sustainable REE demand. *Journal of Sustainable Metallurgy*, (5), 20–47.
- Gongalsky B.I. (2015) [Deposits of a unique metallogenic province of Northern Transbaikalia]. Moscow, VIMS, 248 p. (in Russian)
- Hartmann B.T., Gaupp R., Oberhaensli R. (1997) Authigenic rare earth fluorocarbonates (synchiste) in Rotliegend sandstone from the North-German Basin: Constraints for P3Э mobility during diagenesis. *Gaea Heidelberg*, (3), 158.
- Hitzman M., Kirkham R., Broughton D., Thorson J., Selley D. (2005) The Sediment-Hosted Stratiform Copper Ore System. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 609–642.
- Hitzman M., Selley D., Bull S. (2010) Formation of sedimentary rock-hosted stratiform copper deposits through Earth history. *Economic Geology*, **105**, 627–639.
- [Interpretation of geochemical data. Textbook] (2001). Ed. E.V. Sklyarov. Moscow, Internet Engineering, 288 p. (in Russian)

- Kohn M.J., Malloy A.M.** (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 101–113.
- Lazareva E.V., Zhmodik S.M., Dobretsov N.L., Tolstov A.V., Shcherbov B.L., Karmanov N.S., Gerasimov E.Yu., Bryanskaya A.V.** (2015) Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia). *Russian Geology and Geophysics*, **56**(6), 844–873.
- Leybourne M.I., Peter J.M., Layton-Matthews D., Volesky J., Boyle D.R.** (2006) Mobility and fractionation of rare earth elements during supergene weathering and gossan formation and chemical modification of massive sulfide gossan. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 1097–1112.
- Lur'e A.M.** (1988) [Genesis of copper sandstones]. Moscow, Nauka. 182 p. (in Russian)
- Makeev A.B., Borisovskii S.E., Krasotkina A.O.** (2020) [Chemical composition and age of monazite and kularite from titanium ores of Pizhem and Yarug deposits (Central and South Timan)]. *Georesursy [Georesources]*, **22**(1), 22–31. (in Russian)
- Marino E., González F.J., Kuhn T., Madureira P., Wegorzewski A.V., Mirao, J., Medialdea T., Oeser M., Miguel C., Reyes J.** (2019) Hydrogenetic, diagenetic and hydrothermal processes forming ferromanganese crusts in the Canary island seamounts and their influence in the metal recovery rate with hydrometallurgical methods. *Minerals*, (9), 439.
- Nemerov V.K., Budyak A.E., Razvozhayeva E.A., Makrygina V.A., Spiridonov A.M.** (2009) [A new glance on the origin of copper sandstones from the Udokan deposit]. *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya Sektii nauk o Zemle RAEN. [Proceedings of the Siberian Branch of Section of the Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences]*, **2**(35), 4–17. (in Russian)
- Novoselov K.A., Belogub E.V., Kotlyarov V.A., Shilovskikh V.V.** (2017) [Betekhtinite from the Udokan sandstone-hosted copper deposit (Transbaikalia, Russia)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, (2), 14–21. (in Russian)
- Novoselov K., Belogub E., Palenova E., Blinov I.** (2020) Silver minerals in the Unkur sandstone-hosted Cu deposit (Transbaikalia region, Russia). *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, **196**(3), 221–230.
- Perelló J., Sillitoe R., Yakubchuk A., Valencia V., Comejo P.** (2017) Age and tectonic setting of the Udokan sediment-hosted copper-silver deposit, Transbaikalia, Russia. *Ore Geology Reviews*, **86**, 856–866.
- Piilonen P.C., Rowe R., Poirier G., Grice J.D., McDonald A.M.** (2014) Discreditation of Thorogummite. *The Canadian Mineralogist*, **52**, 769–774.
- Podkovyrov V.N., Kotov A.B., Larin A.M., Kotova L.N., Kovach V.P., Zagornaya N.Yu.** (2006) Sources and provenances of the Lower Proterozoic terrigenous rocks of the Udokan Group, Southern Kodaro-Udokan depression: results of Sm-Nd isotopic investigations. *Doklady Earth Sciences*, **408**, 518–522.
- Pokrovsky B.G., Grigoriev V.S.** (1995) [New data on the age and geochemistry of isotopes of the Udokan Group, Lower Proterozoic of Eastern Siberia]. *Litologiya i poleznye iskopaemye [Lithology and Mineral Resources]*, (3), 273–283. (in Russian)
- Rasmussen B., Buick R., Wayne R., Taylor C.** (1998) Removal of oceanic REE by authigenic precipitation of phosphatic minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 135–149.
- Shepel E.V., Ayupova N.R., Rassomakhin M.A., Khvorov P.V.** (2021) [Thorium, uranium and rare earth mineralization in rocks of the Ugakhan gold deposit, Bodaibo ore region]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **7**(3), 78–93. (in Russian)
- Sokol E., Kokh S., Kozmenko O., Nekipelova A., Rudmin M., Khvorov P., Artemyev D.** (2020) Geochemistry and mineralogy of rare earth elements in high-phosphorus ooidal ironstones: A case study of the Kamysh-Burun deposit (Azov–Black Sea iron Province). *Ore Geology Reviews*, **127**, 103827.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** (1985) The continental crust: its evolution and composition. Oxford, Blackwell Scientific Publications. 1985, 312 p.
- Turekian K., Wedepohl K.** (1961) Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geological Society of America Bulletin*, **72**, 175–192.
- Volkova M.G., Budyak A.E., Nevol'ko P.A., Bryukhanova N.N., Spiridonov A.M.** (2012) [Relationship of black shale strata with ore formation processes within the Kodar-Udokan lithostructural zone]. *Izvestiya SO RAN Sektii nauk o Zemle RAEN. Geologiya, poiski i razvedka rudnykh mestorozhdeniy [Proceeding of SB RAS of Section of the Earth Sciences of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, Prospecting and Exploration of Ore Deposits]*, **41**(2), 54–68. (in Russian)
- Volodin R.N., Savchenko A.A., Fedotova V.M., Kichigin A.I.** (1982) [Elaboration of criteria for predicting of occurrences of copper mineralization in the Udokan ore district to substantiate the direction of geological exploration. Report on topic 41-1/5 in 2 volumes]. Moscow, TsNIGRI. (in Russian)
- Yang J., Torres M., McManus J., Algeo T.J., Haka-la J.A., Verba C.** (2017) Controls on rare earth element distributions in ancient organic-rich sedimentary sequences: role of post-depositional diagenesis of phosphorus phases. *Chemical Geology*, **466**, 533–544.
- Yurgenson G.A., Abramov B.N.** (2000) [Mineral composition of ferruginous sandstones and sources of clastic material of copper-bearing sediments of the Udokan Group]. *Zapiski Rossiiskogo mineralogicheskogo obshchestva [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **129** (2), 44–53. (in Russian)
- Zientek M., Chechetkin V., Parks H., Box S., Briggs D., Cossette P., Dolgoplova A., Hayes T., Seltsmann R., Syusyura B., Taylor C., Wintzer N.** (2014) Assessment of undiscovered sandstone copper deposits of the Kodar-Udokan area, Russia: Chapter M in Global mineral resource assessment. 134 p.

УДК 552.161

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-2-7

**ПЕРОВСКИТ ИЗ МРАМОРОВ КОЧУМДЕКСКОГО КОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА
СПУРРИТ-МЕРВИНИТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА: ПЕРВЫЙ ОПЫТ
U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ**

А.С. Девятярова, Э.В. Сокол, С.Н. Кох, Е.Н. Нигматулина
*Институт геологии и минералогии СО РАН, пр. Академика Коптюга 3,
Новосибирск, 630090 Россия; devyatiyarova@igm.nsc.ru*

Статья поступила в редакцию 08.06.2022 г., принята к печати 10.06.2022 г.

**PEROVSKITE FROM SPURRITE-MERWINITE MARBLES
OF THE KOCHUMDEK CONTACT AUREOLE: APPLICATION TO
U-Pb DATING OF A THERMAL EVENT**

A.S. Devyatiyarova, E.V. Sokol, S.N. Kokh, E.N. Nigmatulina
*Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, pr. Akademika Koptyuga 3,
Novosibirsk, 630090 Russia; devyatiyarova@igm.nsc.ru*

Received 08.06.2022, accepted 10.06.2022

Аннотация. В статье приведены результаты первых U-Pb геохронологических исследований 60 зерен перовскита из спурритовых мраморов Кочумдекского ореола (В. Сибирь), выполненные методом ЛА-ИСП-МС. Перовскит является доминирующим акцессорным минералом в бедных U и Th мраморах, возникших на контакте с траппами Кузьмовского комплекса (юго-западная окраина Тунгусской синеклизы). Минерал химически однороден, характеризуется ограниченными замещениями: $Ti^{4+} \rightarrow Zr^{4+}$ (до 2.5 мол. % $CaZrO_3$) и $Ca^{2+}Ti^{4+} \rightarrow REE^{3+}Fe^{3+}$ (до 1.8 мол. % $REEFeO_3$). Перовскит является главным концентратором Th (до 1550 г/т), U (до 450 г/т), Zr и легких РЗЭ (La + Ce + Pr + Nd); коэффициенты накопления Th и U: $K_{Th} = 516-870$; $K_U = 374$. Полученное значение абсолютного возраста перовскита 248.0 ± 7.2 млн лет согласуется с имеющимся массивом изотопных датировок траппов Кузьмовского комплекса.

Ключевые слова: акцессорная минерализация, перовскит, U-Pb датирование, контактовый метаморфизм, мраморы, Кочумдек.

Abstract. The paper presents the results of the first LA-ICP-MS U-Pb geochronological studies of 60 perovskite grains from spurrite marbles of the Kochumdek contact aureole (East Siberia). Perovskite is a dominant accessory mineral of U- and Th-poor marbles, which formed at the contact with traps of the Kuz'movsky complex (southwestern margin of the Tunguska Syncline). The chemically homogeneous perovskite is characterized by limited substitutions: $Ti^{4+} \rightarrow Zr^{4+}$ (up to 2.5 mol. % $CaZrO_3$) and $Ca^{2+}Ti^{4+} \rightarrow REE^{3+}Fe^{3+}$ (up to 1.8 mol. % $REEFeO_3$). Perovskite is the main host for Th (up to 1550 ppm), U (up to 450 ppm), Ti, Zr, and LREEs (La + Ce + Pr + Nd); the element incorporation ratios are $K_{Th} = 516-870$ and $K_U = 374$. The U-Pb isotopic age of perovskite of 248.0 ± 7.2 Ma is in agreement with isotopic age values of traps of the Kuz'movsky complex.

Keywords: accessory mineralization, perovskite, U-Pb dating, contact metamorphism, marbles, Kochumdek.

Для цитирования: Девятярова А.С., Сокол Э.В., Кох С.Н., Нигматулина Е.Н. Перовскит из мраморов Кочумдекского контактового ореола спуррит-мервинитового метаморфизма: первый опыт U-Pb датирования термического события. Минералогия, 8(2), 83–95. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-8-2-7

For citation: Devyatiyarova A.S., Sokol E.V., Kokh S.N., Nigmatulina E.N. Perovskite from spurrite-merwinite marbles of the Kochumdek contact aureole: application to U-Pb dating of a thermal event. Mineralogy, 8(2), 83–95. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-8-2-7.

Введение

Перовскит (CaTiO_3 , $Pnma$) – распространенный аксессуарный минерал многих SiO_2 -недосыщенных магматических пород (кимберлитов, лампрофиров, нефелиновых сиенитов, карбонатитов) (Uher et al., 2011; Chakhmouradian et al., 2013; Mitchell et al., 2017; Potter et al., 2018). Он также обычен и для пород контактового метаморфизма – скарнов и мраморов (Перцев, 1977; Uher et al., 2011; Sklyarov et al., 2019). Перовскитовая структура ($A^{12}B^{6}X_3$, где $A^{2+} = \text{Ca, Sr, Ba, Na, REE}$; $B^{4+} = \text{Ti, Sn, Nb, Ta, Zr, Th, U, Fe}^{3+}, \text{Al, Mg}$; $X^{2-} = \text{O, F}$) – уникальна по своей «пластичности», способна в различных сочетаниях включать десятки элементов и толерантна к появлению дефицита/избытка кислорода (Mitchell et al., 2017). Природный перовскит концентрирует рассеянные, редкоземельные и высокозарядные элементы (главным образом, Nb, Ta, Ce, La, Th и U), благодаря чему он, наряду с цирконом и бадделейтом, пригоден для U-Pb изотопного датирования геологических процессов преимущественно методом SHRIMP (Гусев и др., 2019). Однако в последнее время для определения возраста ультраосновных и щелочных магматических пород успешно применяется U-Pb датирование перовскита методом ЛА-ИСП-МС (Cox, Wilton, 2006; Chakhmouradian et al., 2013; Арзамасцев, Ву, 2014; Chen, Simonetti, 2014; Putiš et al., 2015; Potter et al., 2018). Цели данной работы: (1) охарактеризовать макро- и микроэлементный состав перовскита из мраморов Кочумдекского ореола, бедных U и Th; (2) определить уровни накопления перовскитом U, Th и Pb; (3) определить U-Pb возраст перовскита, отвечающий возрасту термического события.

Материалы и методы

Перовскиты из 25 образцов ультравысокотемпературных мраморов Кочумдекского ореола изучены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Целью этих работ наряду с общей характеристикой минерала была оценка его потенциальной пригодности в качестве объекта $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изотопного датирования. Петрографические наблюдения и оценка количественных соотношений минералов выполнены с использованием петрографических микроскопов исследовательского класса OLYMPUS BX 51 и бинокулярного стереомикроскопа OLYMPUS SZ 51 с осветительным прибором OLYMPUS KL 300 LED.

Сканирующая электронная микроскопия использовалась в качестве базового метода для кристалломорфологического и онтогенетического анализа минеральных фаз, а также скрининга размера и примесного состава перовскитов в обширной выборке пород. Химический состав минералов (макрокомпоненты и примеси при уровнях их содержаний порядка 0.3 мас. %) в плоскополированных препаратах, напыленных углеродом, определен с использованием СЭМ MIRA3-LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системой микроанализа AZtec Energy Xmax-50+ в Аналитическом Центре ИГМ СО РАН (аналитик М.В. Хлестов). Параметры съемки: ускоряющее напряжение 10 кВ, ток пучка 2 нА, глубина вакуума в камере ~0.01 Па. Диаметр пучка при этих параметрах составлял 1–2 мкм. Время набора спектра обычно составляло ~20 с.

Детальное определение химического состава перовскита (макрокомпоненты и элементы-примеси) и оценка степени его химической однородности были также выполнены с использованием микроанализаторов Camebax-Micro JXA-8100 и JXA-8230 (JEOL, Япония, аналитик Е.Н. Нигматулина). Микрозондовый анализ проведен в двусторонне полированных прозрачных шлифах на эпоксидной смоле толщиной 0.04 см, напыленных углеродом (толщина слоя 15–25 нм). Оптимальные параметры съемки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов – 20 нА, время счета 10 с на каждой аналитической линии, диаметр зонда 2 мкм при глубине вакуума в камере ≤ 0.001 Па. Стандартами служили однородные природные и синтетические фазы (табл. 1). Погрешность определений всех компонентов находилась в пределах 2 отн. %. При определении концентрации примесей достоверными считались концентрации $\geq 3\sigma$. Пределы обнаружения компонентов составляют 0.03–0.21 мас. % (3σ).

Микроэлементный состав представительных образцов каждого типа пород ореола определен методом ИСП-МС на спектрометре Agilent 7700х (США) в Южно-Уральском федеральном научном центре минералогии и геоэкологии УрО РАН (аналитик К.А. Филиппова). Процедуры анализа и детальная характеристика составов всех типов пород ореола описаны в работах (Сокол и др., 2019; 2022; Sokol et al., 2021). Эта информация была использована при расчете коэффициентов накопления Ti, Zr, U, Th и РЗЭ перовскитом.

Для U-Pb датирования выбраны образцы PT-117 и PT-122 с крупными (50–150 мкм) зернами

Таблица 1

Условия рентгеноспектрального микроанализа перовскита и багдадита из пород Кочумдекского ореола

Table 1

EMPA conditions of perovskite and baghdadite from rocks of the Kochumdek aureole

Аналитическая линия	Стандарт	Предел обнаружения, мас. % (3σ)	Кристалл анализатор
Ti _{Kα}	Ильменит «IL GF-55»	0.03	PETJ
Mg _{Kα}	Диопсид «B.D.»	0.03	TAP
Ca _{Kα}	Волластонит	0.03	PETJ
Mn _{Kα}	Гранат «IGEM»	0.03	LIFH
Fe _{Kα}	Гранат «IGEM»	0.03	LIFH
Nb _{La}	LiNbO ₃	0.06	PETJ
Na _{Kα}	NaLaMoO ₄	0.06	TAP
La _{La}	NaLaMoO ₄	0.06	LIF
Ce _{La}	LiCeWO ₄	0.06	LIF
Y _{La}	Y ₃ Al ₅ O ₁₂	0.06	PETJ
Al _{Kα}	Y ₃ Al ₅ O ₁₂	0.06	TAP
U _{Ma}	UO ₂	0.06	PETJ
V _{Kβ}	V ₂ O ₅	0.06	LIF
Sr _{La}	Стекло «GI-10»	0.06	PETJ
Si _{Kα}	Волластонит	0.06	TAP
Th _{Ma}	ThO ₂	0.06	PETJ
Ta _{La}	Ta ₂ O ₅	0.06	LIFH
Pr _{La}	CsPrMoO ₄	0.12	LIFH
Nd _{La}	RbNbWO ₄	0.12	LIFH
Zr _{La}	ZrSiO ₄	0.21	PETJ

перовскита, содержащими U ($X_{\text{ср.}} = 361$ и 40 г/т, соответственно) и Th ($X_{\text{ср.}} = 646$ и 403 г/т, соответственно). Содержания ^{56}Fe , ^{90}Zr , ^{140}Ce , ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th и ^{238}U и U-Pb возраст 60 зерен перовскитов определены методом ЛА-ИСП-МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 4500 в Центральной научной лаборатории Университета Тасмании (г. Хобарт, Австралия) в соответствии с методикой (Potter et al., 2018).

Краткая характеристика контактового ореола и слагающих его пород

Тунгусская синеклиза – классический регион проявления высокотемпературного контактового метаморфизма (Соболев, 1935; Ревердатто, 1970; Kerick, 1991; Grapes, 2011). Внедрение пермо-триасовых траппов в палеозойский осадочный чехол здесь повсеместно сопровождалось метаморфическим, метасоматическим и гидротермальным изменением вмещающих осадков. Контактково-метасоматические ореолы различны по масштабам, типам зональности, минеральному составу и рудо-

носности (Туровцев, 2002; Алексеенко и др., 2010; Egofova, Latypov, 2013). На контактах с дифференцированными интрузиями, отличавшимися высокой флюидонасыщенностью, преимущественно развивались скарны и кальцифиры. Со слабо дифференцированными силлами, напротив, связаны интенсивные контактово-метаморфические преобразования уровня пироксеновых и роговообманковых роговиков при незначительном развитии метасоматитов. Проявления метаморфизма спуррит-мервинитового уровня исключительно редки.

К их числу принадлежит Кочумдекский полизональный ореол, расположенный на р. Кочумдек (правый приток р. Подкаменной Тунгуски, $62^{\circ}27'54.59''$ с.ш., $91^{\circ}55'42.99''$ в.д.) (рис. 1). Он приурочен к верхнему контакту дифференцированного траппа кузьмовского комплекса ($v\beta T_1 kz$) и мергелистых известняков нижнекочумдекской подскиты ($S_1 k\check{c} + rs$). Суммарная мощность осадочной толщи ($S-T_1$), залегавшей над Кочумдекским траппом в момент его внедрения в раннем триасе, составляла 700 м, что соответствует давлению ~ 200 бар (Ревердатто, 1964; Перцев, 1977). Темпе-

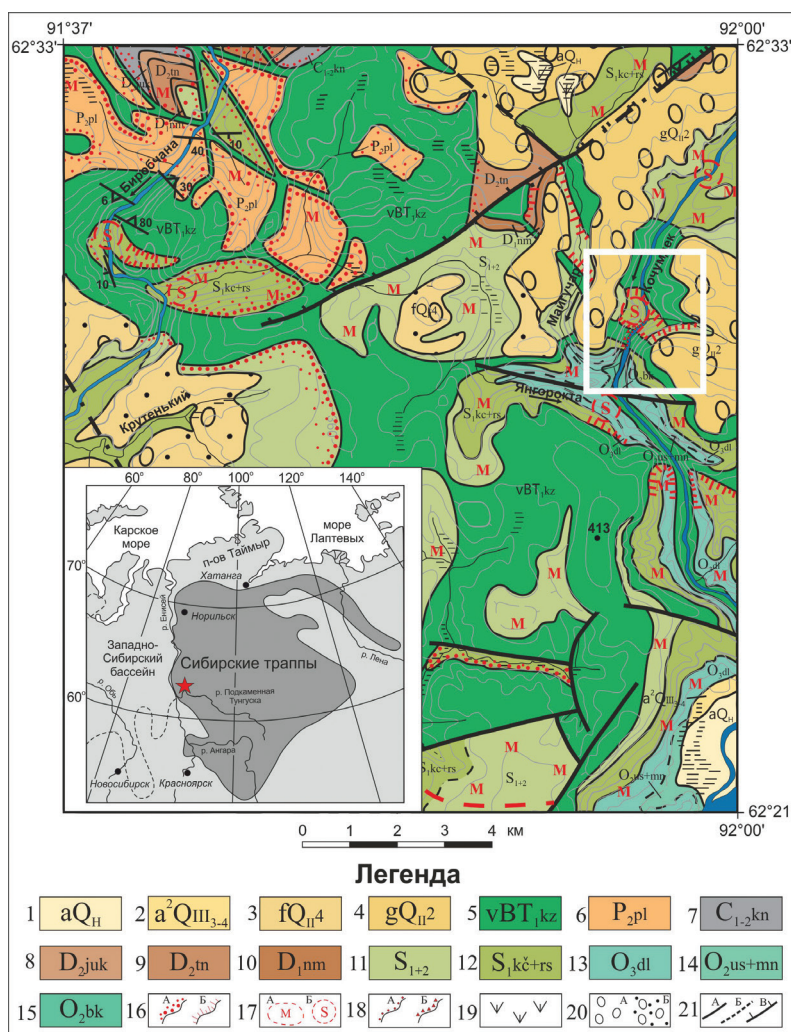


Рис. 1. Область распределения Сибирских траппов (Egorova, Latypov, 2013) и геологическая карта района работ (красная звезда и белый квадрат). Составлена на основе государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000. Туруханская серия. Р-46-XIV (Порядин и др., 1977). Индексы соответствуют легенде государственной геологической карты РФ масштаба 1:1 000 000 (третье поколение), Ангаро-Енисейская серия, лист Р-46, 2010 г.

1–4 – Четвертичные осадки (аллювий, флювиогляциальные, моренные отложения); 5 – раннетриасовые интрузии кузьмовского комплекса; 6–15 – осадочные толщи: 6 – пелятчинская свита (пермь); 7 – кондроминская свита (карбон); 8 – юктинская свита (девон); 9 – тынепская свита (девон); 10 – нимская свита (девон); 11 – нижний и верхний отделы силура (объединенные); 12 – кочумдекская, кулинная, развилкинская свиты нижнего силура (объединенные); 13 – долборская свита (ордовик); 14 – устьстолбовая и мангазейская свиты объединенные (ордовик); 15 – байкитская свита (ордовик); 16–18 – породы и их изменения: 16 – роговики (а), скарнированные породы (б); 17 – метасоматические породы (а), сульфидизация (б); 18 – данные 1981 г. (а) и 2017 г. (б); 19, 20 – четвертичные отложения: 19 – озерно-болотные; 20 – водно-ледниковые (а), ледниковые (б); 21 – тектонические контакты: достоверные (а), предполагаемые (б), достоверные с указанием направления падения поверхности сместителя (в).

Fig. 1. Area of occurrence of Siberian traps after (Egorova, Latypov, 2013) and geological map of the studied area (red star and white square) modified after State Geological Map on a scale of 1: 200 000 (Poryadin et al., 1977). Legend corresponds to the State Geological Map on a scale of 1:1 000 000.

1–4 – Quaternary alluvium, fluviglacial, moraine sediments; 5 – Early Triassic intrusions of the Kuz'movsky complex; 6–15 – sedimentary formations: 6 – Permian Pelyatka; 7 – Carboniferous Kondrominskaya; 8 – Devonian Yukta; 9 – Devonian Tynepe; 10 – Devonian Nim; 11 – lower and upper parts of the Silurian (combined); 12 – Lower Silurian Kochumdek, Kulina, Razvilka (combined); 13 – Ordovician Dolbor; 14 – Ordovician Uststolbovaya and Mangazeya (combined); 15 – Ordovician Baikit; 16–18 – rocks and their alterations: 16 – hornfels (a), skarns (b); 17 – metasomatic rocks (a), sulfidization (b); 18 – data of 1981 (a) and 2017 (b); 19, 20 – Quaternary sediments: 19 – lacustrine-swamp; 20 – water-glacial (a), glacial (b); 21 – tectonic contacts – proven (a), inferred (b), proven with direction of dip of the displacer surface.

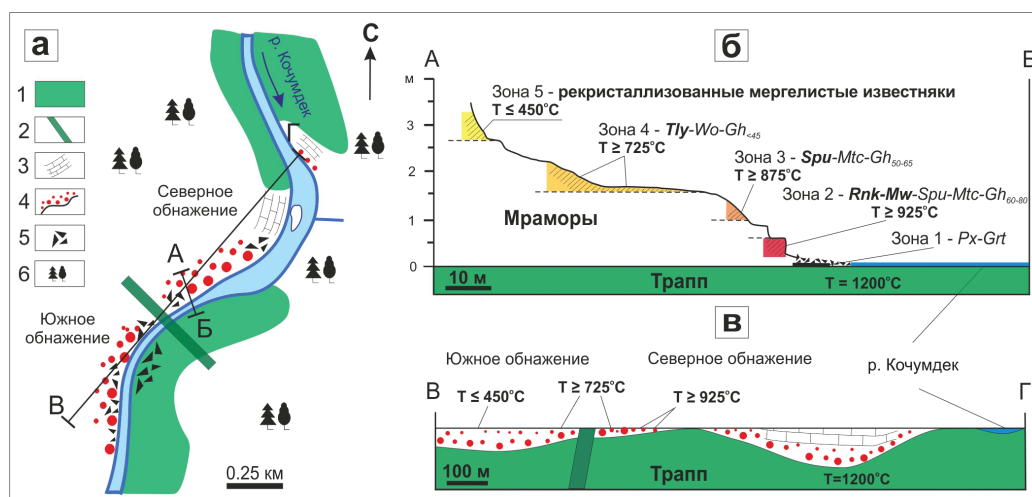


Рис. 2. Крупномасштабная схема района работ (а) и схематические разрезы Кочумдекского контактового ореола по линиям А–Б (б) и В–Г (в); б – температурные реконструкции по данным парагенетического анализа (для $PCO_2 = 0.3–0.4$ Робщ). Штриховкой выделены участки пробоотбора. Левая вертикальная ось – мощность метаморфических зон (м); в – упрощенный профиль кровли кочумдекского траппа.

1 – кочумдекский силл; 2 – секущая дайка; 3 – мергелистые известняки нижнекочумдекской подсвиты; 4 – зона контактово-метаморфических преобразований (крупные и мелкие круги – высоко- и низкотемпературные мраморы, соответственно); 5 – глыбовые развалы; 6 – тайга.

Здесь и на рис. 3: Gh – геленит, Grt – гранат, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Px – пироксен, Rnk – ранкинит, Spu – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

Fig. 2. Large-scale schematic map of the studied area (a) and cross-sections of the Kochumdek contact aureole along profiles A–B (b) and B–Г (v); б – temperature interpretation according to the paragenetic analysis (for $PCO_2 = 0.3–0.4$ Ptotal). Dash lines – sampling sites. Left vertical axis – thickness of metamorphic rocks (m); в – simplified profile of the top of the Kochumdek trap.

1 – Kochumdek trap; 2 – dike; 3 – marly limestone of the Lower Kochumdek Subformation; 4 – zone of contact metamorphic alterations (large and small circles – high- and low-temperature marbles); 5 – rock blocks; 6 – taiga.

Here and in Fig. 3: Gh – gehlenite, Grt – garnet, Mtc – monticellite, Mw – merwinite, Px – pyroxene, Rnk – rankinite, Spu – spurrite, Tly – tilleyite, Wo – wollastonite.

ратура магмы в момент внедрения силла составляла не менее 1200 °C (Сокол и др., 2019). Разрез высокотемпературных мраморов (мощностью до 3 м) сохранился в провесах кровли траппового тела и был прослежен в полосе ~1.5 км вдоль контакта с траппом. Его характеризует отчетливая вертикальная минералогическая зональность, отражающая высокий температурный градиент (рис. 2). Прерывистая зона скарирования (зона 1) мощностью до 3 см приурочена к контакту с силлом. Пиковые температуры ($T \geq 925$ °C) достигались в зоне геленит-спуррит-мервинитовых мраморов (зона 2; до 0.5 м от контакта). В спуррит-монтичеллитовых мраморах (зона 3) мервинит сохранился только в виде реликтов ($T \geq 875$ °C; 1.0–1.5 м от контакта). Зону 4 составляют мелилит-тиллеит-волластонитовые мраморы ($T \geq 725$ °C; 1.5–2.8 м от контакта). Детали строения ореола охарактеризованы в работах (Сокол и др., 2019; Sokol et al., 2021).

Мраморы возникли по протолиту мергелистых известняков (Тесаков, 2014). Оба типа пород бедны TiO_2 (≤ 0.35 мас. %); обладают умеренными содержаниями Zr (8.69–135 г/т) и легких РЗЭ (ЛРЗЭ) (La + Ce + Pr + Nd – 11.2–80.0 г/т) и низкими (г/т): Pb (0.44–9.13), Nb (0.96–6.75), Hf (0.20–3.16), Th (0.01–4.65) и U (0.41–2.16). Габброиды из кровли Кочумдекского траппа содержат (г/т): ЛРЗЭ (La + Ce + Pr + Nd – 26.6–72.7); Pb (2.20–10.8), Nb (2.68–8.15), Hf (1.87–5.29), несколько беднее Th (0.48–1.56) и U (0.23–0.68), но богаче TiO_2 (1.13–1.93 мас. %) и Zr (66–196 г/т). Мраморы – свежие, крупнозернистые (0.5–5.0 мм), грубополосчатые породы. Силикатные прослои, состоящие из спуррита, геленита, мервинита и монтичеллита, содержат обильный перовскит и зерна сульфидов Fe, K, Zn, Mn, Pb и Ag. В кальцитовых прослоях присутствуют только мелкие зерна мелилита и перовскита (Sokol et al., 2021).

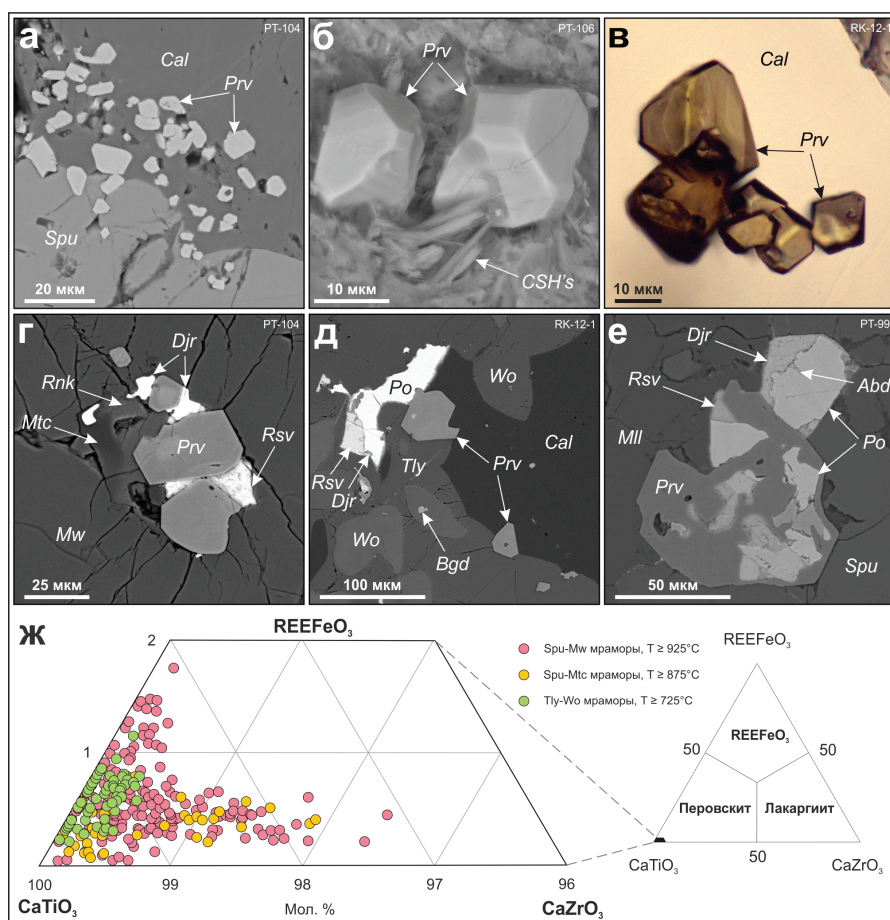


Рис. 3. Особенности морфологии и состава перовскитов из мраморов Кочумдекского контактового ореола: а-в – мелкие псевдооктаэдрические кристаллы перовскита; г, д – кристаллы перовскита в ассоциации с К-Fe сульфидами (г) и мелкими зернами багдадита (д); е – пойкилитовый кристалл перовскита с включениями сульфидов; ж – состав перовскитов в координатах CaTiO_3 - REEFeO_3 - CaZrO_3 (мол. %).

Данные рентгеноспектрального микроанализа. Рис. в – оптическое фото; рис. а, б, г-е – BSE изображения. Abd – алабандин, Bgd – багдадит, Cal – кальцит, CSH's – гидросиликаты Ca; Djr – джерфишерит, Mll – мелилит, Po – пирротин, Prv – перовскит, Rsv – расумит.

Fig. 3. Peculiarities of morphology and chemical composition of perovskite from marbles of the Kochumdek contact aureole: а-в – small pseudo-octahedral perovskite crystals; г, д – perovskite crystals in assemblage with K-Fe sulfides (г) and small baghdadite grains (д); е – poikilitic perovskite crystal with sulfide inclusions; ж – composition of perovskites (mol. %) on CaTiO_3 - REEFeO_3 - CaZrO_3 diagram.

EPMA data. Fig. в – optical image; figs. а, б, г-е – BSE images. Abd – alabandite, Bgd – baghdadite, Cal – calcite, CSH's – hydrosilicates Ca; Djr – djerfisherite, Mll – melilite, Po – pyrrhotite, Prv – perovskite, Rsv – rasvumite.

Результаты

Перовскит является главным акцессорным минералом кочумдекских мраморов, в которых он образует неравномерную вкрапленность изометричных зерен, псевдооктаэдрических и псевдокубических кристаллов размером от 5–10 до 40–50 мкм (рис. 3а-в). Минерал зачастую приурочен к границам зерен породобразующих минералов и ассоциирует с сульфидами, багдадитом и магнетитом (рис.

3г, д). Реже перовскит образует включения в мелилите, мервините, кальците, спуррите и волластоните. В мраморах вблизи контакта с траппом появляются крупные пойкилокристаллы перовскита (до 150–200 мкм) с включениями кальцита, спуррита, мелилита и сульфидов (рис. 3е).

Состав кочумдекских перовскитов близок к теоретическому (97.1–99.8 мол. % CaTiO_3 , $n = 520$) и характеризуется ограниченным изовалентным $\text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{Zr}^{4+}$ (ряд CaTiO_3 - CaZrO_3) и гетеровалент-

Таблица 2

Представительные анализы перовскита из мраморов Кочумдекского ореола
(по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %)

Table 2

Representative compositions of perovskite from marbles of the Kochumdek contact aureole (EPMA data, wt. %)

Тип пород	Spur-Mw мраморы			Spur-Mtc мраморы			Tly-Wo мраморы		
Образец	PT-117	PT-122	PT-102	PT-94	PT-97	PT-105	PT-88	PT-88	PT-89
SiO ₂	0.08	<0.06	0.16	<0.06	0.45	0.16	0.35	0.12	0.19
TiO ₂	54.86	55.07	55.74	56.39	55.18	54.24	56.63	55.55	55.72
Al ₂ O ₃	0.32	0.27	0.20	0.18	0.21	0.22	0.28	0.29	0.34
Fe ₂ O ₃	1.31	1.42	1.46	0.88	1.32	1.40	0.42	1.06	1.24
V ₂ O ₃	<0.06	<0.06	<0.06	0.15	0.10	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06
CaO	40.87	40.90	41.30	41.17	41.38	40.63	41.19	40.38	40.74
La ₂ O ₃	0.24	0.38	0.08	0.11	0.16	0.10	0.07	0.33	0.11
Ce ₂ O ₃	0.64	0.76	0.19	0.25	0.23	0.18	0.18	0.69	0.23
Pr ₂ O ₃	0.16	0.15	<0.12	<0.12	<0.12	<0.12	<0.12	<0.12	<0.12
Nd ₂ O ₃	0.40	0.41	<0.12	<0.12	<0.12	0.14	<0.12	0.32	0.21
ΣREE ₂ O ₃	1.44	1.70	0.27	0.36	0.39	0.42	0.25	1.33	0.55
ThO ₂	0.57	0.26	0.14	0.07	0.15	<0.06	<0.06	0.10	<0.06
UO ₂	0.34	0.39	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06	<0.06
Nb ₂ O ₅	0.42	0.29	<0.07	0.15	0.08	<0.07	0.16	0.10	0.09
ZrO ₂	<0.09	<0.09	1.70	0.34	1.18	2.08	0.11	0.12	0.39
Сумма	100.22	100.29	100.96	99.68	100.45	99.15	99.38	99.06	99.26
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 3 атома О									
Si	<0.01	—	<0.01	—	0.01	<0.01	—	<0.01	<0.01
Ti	0.95	0.95	0.95	0.97	0.94	0.94	0.97	0.9	0.96
Al	0.01	—	0.01	0.01	0.01	—	—	—	—
Fe ³⁺	0.02	—	0.03	0.02	0.02	0.02	—	—	0.02
V	—	—	—	<0.01	<0.01	—	—	—	—
Ca	1.01	1.0	1.00	1.01	1.01	1.0	1.0	1.00	1.00
La	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Ce	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	—	<0.01
Pr	<0.01	<0.01	—	—	—	—	—	—	—
Nd	<0.01	<0.01	—	—	—	<0.01	—	<0.01	<0.01
Th	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	—	—	<0.01	—
U	<0.01	<0.01	—	—	—	—	—	—	—
Nb	<0.01	<0.01	—	<0.01	<0.01	—	<0.01	<0.01	<0.01
Zr	—	—	0.02	<0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01
Миналы (мол. %)									
CaTiO ₃	98.75	98.53	97.84	99.30	98.30	97.14	99.67	98.71	98.97
REEFeO ₃	1.25	1.47	0.23	0.31	0.34	0.45	0.21	1.15	0.57
CaZrO ₃	0.00	0.00	1.93	0.38	1.36	2.41	0.12	0.14	0.45

Примечание. Здесь и в табл. 4, Mtc – монтичеллит, Mw – мервинит, Spur – спуррит, Tly – тиллеит, Wo – волластонит.

Прочерк – величина формульного коэффициента не значима.

Note. Here and in Table 4, Mtc – monticellite, Mw – merwinite, Spur – spurrite, Tly – tilleyite, Wo – wollastonite. Dash – the formula coefficient value is insignificant.

ным $\text{Ca}^{2+}\text{Ti}^{4+} \rightarrow \text{REE}^{3+}\text{Fe}^{3+}$ (ряд $\text{CaTiO}_3\text{--REEFeO}_3$) замещениями (рис. 3ж). Минимальные содержания примесей присущи перовскитам из **тиллеит-волластонитовых мраморов** (98.7–99.8 мол. % CaTiO_3). Они лишь изредка содержат до 1.04 мас. % Cr_2O_3 , до 0.40 мас. % ZrO_2 и до 0.30 мас. % Nb_2O_5 ; количество $(\text{La} + \text{Ce} + \text{Nd} + \text{Pr})_2\text{O}_3$ составляет <1.35 мас. %. Торий (до 0.25 мас. % ThO_2) обнаружен в единичных зернах. Концентрации UO_2 в перовскитах из мраморов, возникших при умеренных температурах, ниже предела

его обнаружения методом рентгеноспектрального микроанализа (<0.06 мас. %) (табл. 2). Для перовскитов из **спуррит-монтичеллитовых ассоциаций** (97.1–99.7 мол. % CaTiO_3) характерно постоянное присутствие ZrO_2 (0.12–2.16 мас. %), при этом содержание $(\text{La} + \text{Ce} + \text{Nd} + \text{Pr})_2\text{O}_3$ не превышает 0.85 мас. %. Примеси Nb_2O_5 и ThO_2 (до 0.20 мас. %), а также Y_2O_3 (до 0.12 мас. %) отмечены изредка. Концентрации Pr_2O_3 (<0.12 мас. %) и UO_2 (<0.06 мас. %) не превышают пределов их обнаружения (табл. 2). Перовскиты из

наиболее высокотемпературных **спуррит-мервинитовых мраморов** (97.6–99.7 мол. % CaTiO_3) спорадически обладают повышенными концентрациями (мас. %): $(\text{La} + \text{Ce} + \text{Nd} + \text{Pr})_2\text{O}_3$ (до 2.05), ZrO_2 (до 1.70), ThO_2 (до 0.99), Nb_2O_5 (до 0.91) и UO_2 (до 0.39). В них доли миналов CaZrO_3 (до 2.50 мол. %) и REEFeO_3 (до 1.76 мол. %) максимальны (табл. 2; рис. 3ж).

Крупные зерна перовскитов обычно однородны, только в единичных случаях на BSE-снимках их ядра выглядят более светлыми, выявляя некоторое их обогащение тяжелыми элементами (Zr, PЗЭ, U, Th) (рис. 3г). При этом даже на площади одного шлифа отдельные группы зерен перовскита могут значительно отличаться по содержанию элементов-примесей. Эта особенность, вероятнее всего, является следствием неравномерного распределения в осадочном протолите минералов тяжелой фракции (ильменита, лейкоксена, рутила, брукита, анатаза, циркона, граната, эпидота), за счет ресурса которых возникали метаморфические акцессорные Ti и Zr минералы.

В частности, с перовскитом регулярно ассоциирует редкий минерал багдадит. Он наиболее характерен для мраморов зон 4 и 2 ореола (рис. 3д), образует мелкие округлые зерна (от 5–15 до 45 мкм), обычно без огранки. Минерал приурочен к границам породообразующих минералов и реже образует включения в волластоните, мелилите, кальците и спуррите, а также в сульфидах. Багдадит обычен в ассоциации с пирротинитом, раскумитом, джерфшеритом, перовскитом и Ti-(Zr,V) гранатом. Диапазон содержаний главных компонентов варьирует незначительно (мас. %): SiO_2 29.22–29.64; CaO 41.00–41.63; ZrO_2 24.53–28.11.

Характерными примесями являются TiO_2 (0.90–3.10 мас. %) и Nb_2O_5 (0.87–1.82 мас. %); в единичных анализах отмечены HfO_2 (0.65–0.75 мас. %) и FeO (0.10–0.40 мас. %). Состав багдадита отвечает формуле: $\text{Ca}_{2.98-3.03}(\text{Zr}_{0.81-0.94}\text{Ti}_{0.05-0.16}\text{Nb}_{\leq 0.06}\text{Fe}_{\leq 0.02}\text{Hf}_{\leq 0.01})_{0.98-1.00}\text{Si}_{1.99-2.01}\text{O}_{9.00}$ ($n = 16$).

По данным ЛА-ИСП-МС анализа, зерна перовскита из обр. PT-117 (98.5–98.7 мол. % CaTiO_3) отличается стабильный уровень содержаний (г/т): Fe (8449–11482, $X_{\text{cp}} = 9934$), Zr (837–1769, $X_{\text{cp}} = 1201$), Ce (6172–8206, $X_{\text{cp}} = 7095$), U (327–417, $X_{\text{cp}} = 361$) и $\text{Pb}_{\text{общ.}}$ (21.8–39.7, $X_{\text{cp}} = 27.5$). Концентрации Th в них отличаются в 4–5 раз: 368–1367 г/т, $X_{\text{cp}} = 646$ г/т. Среднее Th/U отношение низкое – 1.84 при диапазоне 0.77–3.33. Перовскиты из обр. PT-122 беднее примесями (98.7–99.5 мол. % CaTiO_3). Микроэлементный состав отдельных зерен в этом образце существенно отличается (г/т): Fe 4320–13146 ($X_{\text{cp}} = 9365$), Zr 84.0–5099 ($X_{\text{cp}} = 785$); Ce 984–8817 ($X_{\text{cp}} = 3577$), U 9.09–254.00 ($X_{\text{cp}} = 40.30$) и $\text{Pb}_{\text{общ.}}$ 3.90–27.50 ($X_{\text{cp}} = 12.00$), количество Th варьирует от 92.9 до 1522 г/т ($X_{\text{cp}} = 403$ г/т). Среднее Th/U отношение для перовскитов из этого образца высокое – 14.6 (диапазон – 1.04–35.20) (табл. 3). Для перовскитов из обоих образцов (PT-117 и PT-122) были измерены концентрации изотопов ^{202}Hg , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th и ^{238}U .

Валовые содержания U в этих породах сопоставимы – 1.00 и 1.19 г/т, соответственно; Pb – <0.50 г/т. Коэффициенты накопления Th, U, Ti, Zr и PЗЭ, рассчитанные по формуле $K_{\text{El}} = [\text{El}_{\text{минерал}}/\text{El}_{\text{порода}}]$, составили: $K_{\text{Th}} = 514$ –870, $K_{\text{U}} = 374$ (для спуррит-мервинитовых мраморов), $K_{\text{Zr}} = 41$ –79; $K_{\text{PЗЭ}} = 35$ –78 (табл. 4).

Таблица 3

Средний микроэлементный состав перовскита из спуррит-мервинитовых мраморов Кочумдекского контактового ореола (по данным ЛА-ИСП-МС, г/т)

Table 3

Average trace element compositions of perovskite from spurrite-merwinite marbles of the Kochumdek contact aureole (LA-ICP-MS data, ppm)

Образец	PT-117 (n = 13)				PT-122 (n = 47)			
Элемент	Среднее	S	Мин	Макс	Среднее	S	Мин	Макс
Fe	9934	912.90	8449	11482	9365	1569.50	4320	13145
Zr	1201	298.90	837	1769	785	968.70	84	5099
Ce	7095	721.60	6172	8206	3577	1657.70	984	8817
Th	646	411.60	272	1433	403	363.70	92.90	1522
U	361	42.50	289	430	40.30	57.40	9.09	254
$\text{Pb}_{\text{общ.}}$	27.50	6.20	21.80	39.70	12.00	5.20	3.94	27.60
Th/U	1.80	0.90	0.80	3.30	14.60	9.50	1.00	35.20

Примечание. S – стандартное отклонение, n – число анализов, Мин – минимальное содержание, Макс – максимальное содержание, $\text{Pb}_{\text{общ.}} = ^{206}\text{Pb} + ^{207}\text{Pb} + ^{208}\text{Pb}$.

Note. S – standard deviation, n – number of analyses, Мин – minimum value, Макс – maximum value, $\text{Pb}_{\text{общ.}} = ^{206}\text{Pb} + ^{207}\text{Pb} + ^{208}\text{Pb}$.

Таблица 4

Средние коэффициенты накопления Th, U, Zr и РЗЭ в перовските из мраморов
Кочумдекского контактового ореола

Table 4

Average value of element incorporation ratio for Th, U, Zr and REEs in perovskite from marbles
of the Kochumdek contact aureole

Элемент	Th			U			Zr			Σ REE		
Тип пород	1	2	K_{Th}	1	2	K_U	1	2	K_{Zr}	1	2	K_{REE}
Spu-Mw мраморы	1217	1.40	870	313	0.84	374	3118	39.30	79.00	2885	41.40	69.00
Spu-Mtc мраморы	965	1.87	516	нпо	1.18	—	4678	65.60	71.00	1716	49.60	35.00
Wo-Tly мраморы	979	1.47	666	нпо	1.19	—	1446	34.80	41.00	2868	36.70	78.00

Примечание. 1 – среднее содержание компонента в перовските, г/т (по данным рентгеноспектрального микроанализа и ЛА-ИСП-МС); 2 – среднее содержание компонента в породе, г/т; K_{El} – коэффициент накопления, рассчитанный по формуле $K_{El} = [El]_{минерал} / [El]_{порода}$; $\Sigma REE = La + Ce + Nd + Pr$; нпо – ниже предела обнаружения.

Note. 1 – average component content of perovskite (EPMA and LA-ICP-MS data, ppm); 2 – average component content of rock (ppm); K_{El} – element incorporation ratio, $K_{El} = [El]_{mineral} / [El]_{rock}$; $\Sigma REE = La + Ce + Nd + Pr$; нпо – below detection limit.

**Обсуждение результатов: U-Pb
геохронологические исследования перовскита
и возраст метаморфического события**

Природный перовскит концентрирует РЗЭ, а также Nb, Ta, Ce, La, Th и U, благодаря чему он (наряду с цирконом и бадделейтом) пригоден для U-Pb изотопного датирования геологических процессов методами SHRIMP и ЛА-ИСП-МС. Соответствующие методики успешно используются для определения возраста перовскитов из ультраосновных и щелочных магматических пород (Cox, Wilton, 2006; Chakhmouradian et al., 2013; Арзамасцев, Бу, 2014; Chen, Simonetti, 2014).

По сравнению с перовскитами из комплексов щелочных пород, метасоматитов и скарнов (Uher et al., 2011; Chakhmouradian et al., 2013; Mitchell et al., 2017; Potter et al., 2018; Sklyarov et al., 2019) перовскит из спуррит-мервинитовых мраморов обладает рядом индивидуальных особенностей. Минерал представлен одной генерацией, имеет выдержанный состав, химически однороден, не имеет признаков перекристаллизации или замещения и в отсутствии фаз-конкурентов избирательно концентрирует U и Th. Совокупность этих характеристик позволяет сделать вывод о перспективности U-Pb датирования перовскита методом ЛА-ИСП-МС и определения на этом основании возраста события контактового метаморфизма.

При определении возраста фанерозойских объектов по минералам с низкими содержаниями U, предпочтение отдается отношению $^{206}Pb/^{238}U$, ввиду малого содержания радиогенного изотопа ^{207}Pb и обусловленных этим ошибок определения отноше-

ния $^{207}Pb/^{206}Pb$ (Cox, Wilton, 2006). Предварительно для каждого из анализов перовскита выполнена коррекция $^{207}Pb/^{206}Pb$ отношений и затем на основе оптимизированных значений рассчитаны абсолютные возраста индивидуальных зерен. Присутствие в газе-носителе контаминанта ^{204}Hg контролировалось по количеству изотопа ^{202}Hg , которое не превышало 96 отсчетов (cps), в 50 % анализов эта величина равна 0, а в 25 % анализов <30 cps ($^{204}Hg/^{202}Hg = 0.229883$). Расчет возраста перовскитов выполнен с использованием изотопа ^{207}Pb вместо изотопа ^{204}Pb . На основе данных ЛА-ИСП-МС получены значения абсолютных возрастов перовскита из мраморов Кочумдекского ореола. В обр. РТ-122 удалось выполнить анализ 47 зерен и построить конкордию (рис. 4). U-Pb возраст минерала, рассчитанный для этого образца, составил 248.0 ± 7.2 млн лет (СКВО = 6.2; 95 % доверительный интервал).

На сегодня K/Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ датированием слюд, плагиоклазов и валовых проб лав, а также U-Pb (SHRIMP) датированием циркона и бадделейта установлено, что магматическая активность, обусловленная деятельностью Сибирского суперплюма, длилась в общей сложности около 20 млн лет. Ее главные пики пришлись на интервалы (254) 251–248, 245–235 и ~229 млн лет. Извержения основного объема магм произошли на границе перми и триаса (~252 млн лет по U-Pb методу и ~249 млн лет по K/Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ методам) (Гусев и др., 2019). На западной окраине Тунгусской синеклизы первой фазе базитового магматизма соответствуют кузьмовские траппы, эпизод внедрения которых относят к пермо-триассовой границе.

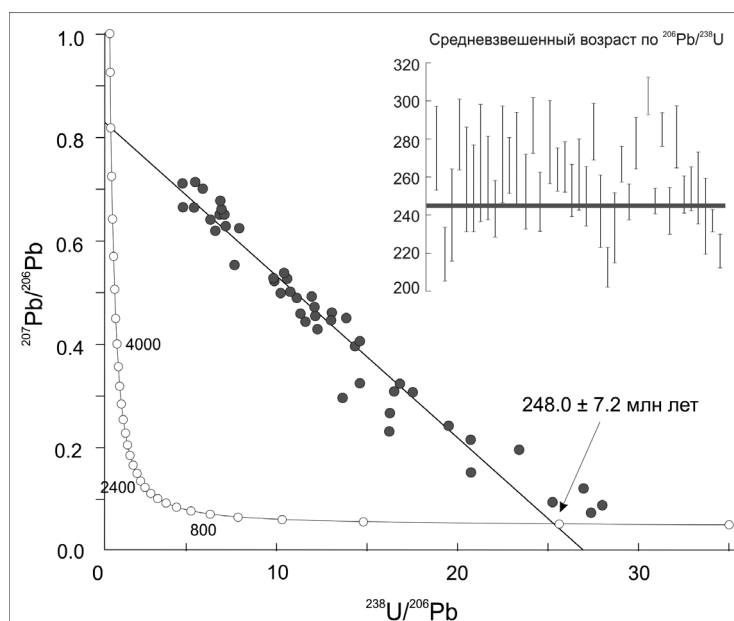


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для перовскитов из спуррит-мервинитовых мраморов Кочумдекского контактового ореола.

Fig. 4. Concordia diagram for perovskites of spurrite-merwinite marbles of the Kochumdek contact aureole.

Ранее Д.М. Туровцев (2002), систематизируя информацию о контактовых ореолах разновозрастных траппов Тунгусской синеклизы, указывал на невозможность включить в эту систематику проявления спуррит-мервинитового метаморфизма на реках Кочумдек (Ревердатто, 1964; Перцев, 1977) и Анакит (Ревердатто, 1964; 1970). Полученный нами U-Pb возраст перовскита позволяет связать термическое событие, приведшее к формированию Кочумдекского контактового ореола, с первым импульсом магматизма и подтверждает принадлежность Кочумдекского траппа к кузьмовскому комплексу. К этому же выводу мы пришли ранее на основании сопоставления петро- и геохимических характеристик габброидов кузьмовского и кочумдекского силлов (Сокол и др., 2022).

В образце РТ-117 методом ЛА-ИСП-МС удалось проанализировать 13 зерен перовскита. Расчетный возраст 258.0 ± 6.0 млн лет (СКВО = 4.7; 95 % доверительный интервал) выходит за нижнюю границу доказанного временного интервала траппового магматизма на западной окраине Тунгусской синеклизы и потому не может рассматриваться как достоверный. Вероятной причиной этого представляется недостаточное количество выполненных анализов.

Заключение

Мраморы Кочумдекского контактового ореола, возникшие по шельфовым мергелисто-карбонатным осадкам, отличаются низкими содержаниями Ti, U, Th, Zr и PЗЭ, также как и Кочумдекский трапп (Сокол и др., 2022). Однако присутствие в мраморах перовскита, избирательно концентрирующего U ($K_U = 374$) и Th ($K_{Th} = 514-870$) (табл. 4), сделало возможным определение возраста метаморфического события посредством U-Pb датирования этого минерала методом ЛА-ИСП-МС. U-Pb геохронологические исследования перовскитов из мраморов на р. Кочумдек впервые позволили определить наиболее вероятный возрастной интервал контактового метаморфизма (248.0 ± 7.2 млн лет) и подтвердили его связь с раннетриассовым этапом траппового магматизма. Важно отметить высокую степень сохранности единственной генерации метаморфических перовскитов. Полученные результаты позволяют сделать вывод, что перовскит является благоприятным объектом для U-Pb датирования бедных U метакарбонатных пород из комплексов контактового метаморфизма. Повышение точности U-Pb датировок перовскитов методом ЛА-ИСП-МС и минимизация ошибок определения возраста термального события (в настоящей работе они составили 2.9 и 2.3 % для индивидуальных образцов) может быть достигнута за счет набора статистики определений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношений.

Авторы выражают свою глубокую признательность и благодарность академику В.В. Ревердатто (ИГМ СО РАН) за постоянный интерес и поддержку на каждом этапе исследования Кочумдекского контактового ореола. Мы искренне признательны М.В. Хлестову (ИГМ СО РАН) за техническое обеспечение при работе на сканирующем электронном микроскопе, а также коллегам из Центральной научной лаборатории Университета Тасмании (г. Хобарт, Австралия) за выполнение ЛА-ИСП-МС анализов перовскитов.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 20-05-00216 (характеристика акцессорных минералов Кочумдекского ореола) и № 20-35-90008 (датирование перовскитов).

Литература

- Алексеев В.Д., Алясов В.А., Бармин В.А., Белопицкая Л.И., Божко В.В., Варганов А.С., Егоров В.Н., Егоров А.С., Кажаяева О.Д., Качевский Л.К., Москалев В.А., Певзнер В.С., Радюкевич Н.М., Румянцев Н.Н., Суслова С.В., Шор Г.М. (2010) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист Р-46-Северо-Енисейский. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 470 с.
- Арзамасцев А.А., Ву Фу-Ян (2014) U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции. *Петрология*, **22**(5), 496–496.
- Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Строев Т.С., Савельев С.О., Шарипов А.Г., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. (2019) U-Pb возраст, геохимия и Lu-Hf систематика циркона из интрузивных траппов западной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. *Региональная геология и металлогения*, **79**, 49–67.
- Перцев Н.Н. (1977) Высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз карбонатных пород. М., Наука, 256 с.
- Порядин В.С., Струнин Б.М., Турчин А.В., Комаров В.В., Файнер Ю.Б. (1977) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Туруханская. Лист Р-46-XIV. Объяснительная записка. Красноярское территориальное геологическое управление, 82 с.
- Ревердатто В.В. (1964) Проявления высокотемпературного контактового метаморфизма известняков в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. *Доклады АН СССР*, **155**(1), 104–107.
- Ревердатто В.В. (1970) Фации контактового метаморфизма. М., Недра, 271 с.
- Соболев В.С. (1935) Редкий тип контактового метаморфизма известняков. *Записки ВМО*, **64**(1).
- Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., Девятярова А.С., Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В. (2019) Контактный метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменной Тунгуски): свидетельства существования течения расплава. *Геология и геофизика*, **60**(4), 456–471.
- Сокол Э.В., Козьменко О.А., Девятярова А.С., Кох С.Н., Полянский О.П., Филиппова К.А. (2022) Изохимический метаморфизм в Кочумдекском контактовом ореоле (В. Сибирь): геохимические свидетельства и геологическая обусловленность. *Геология и геофизика*, **63**(6), 801–829.
- Тесаков Ю.И. (2014) О валидности силурийских свит, выделенных на северо-западе Сибирской платформы по материалам промысловой геофизики. *Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу «Геология и геофизика»*, **55**(19), 5–37.
- Туровцев Д.М. (2002) Контактный метаморфизм норильских интрузий. М., Научный мир, 319 с.
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kamenetsky V.S., Sharygin V.V., Golovin A.V. (2013) Trace-element partitioning in perovskite: implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated rocks. *Chemical Geology*, **353**, 112–131.
- Chen W., Simonetti A. (2014) Evidence for the multi-stage petrogenetic history of the Oka carbonatite complex (Québec, Canada) as recorded by perovskite and apatite. *Minerals*, **4**(2), 437–476.
- Cox R.A., Wilton D.H. (2006) U-Pb dating of perovskite by LA-ICP-MS: an example from the Oka carbonatite, Quebec, Canada. *Chemical Geology*, **235**(1–2), 21–32.
- Egorova V., Latypov R. (2013) Mafic-ultramafic sills: New insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles. *Journal of Petrology*, **54**(10), 2155–2191.
- Grapes R. (2011) *Pyrometamorphism*, 2nd edn. Berlin, Springer, 365 p.
- Kerrick D.M. (1991) Contact metamorphism. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **26**, 847 p.
- Mitchell R.H., Welch M.D., Chakhmouradian A.R. (2017) Nomenclature of the perovskite supergroup: A hierarchical system of classification based on crystal structure and composition. *Mineralogical Magazine*, **81**(3), 411–461.
- Potter N.J., Ferguson M.R., Kamenetsky V.S., Chakhmouradian A.R., Sharygin V.V., Thompson J.M., Goemann K. (2018) Textural evolution of perovskite in the Afrikanda alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **173**(12), 1–20.
- Putiš M., Yang Y.H., Koppa M., Dyda M., Šmál P. (2015) U/Pb LA-ICP-MS age of metamorphic-metasomatic

perovskite from serpentized harzburgite in the Meliata Unit at Dobšiná, Slovakia: Time constraint of fluid–rock interaction in an accretionary wedge. *Acta Geologica Slovaca*, 7(1), 63–71.

Sklyarov E.V., Karmanov N.S., Lavrenchuk A.V., Starikova A.E. (2019) Perovskites of the Tazheran massif (Baikal, Russia). *Minerals*, 9, 323.

Sokol E.V., Deviatiiarova A.S., Kokh S.N., Reutsky V.N., Abersteiner A., Philippova K.A., Artemyev D.A. (2021) Sulfide minerals as potential tracers of isochemical processes in contact metamorphism: case study of the Kochumdek aureole, East Siberia. *Minerals*, 11(1), 17.

Uher P., Koděra P., Vaculovič T. (2011) Perovskite from Ca-Mg skarn-porphry deposit Vysoká Zlatno, Štiavnica stratovolcano, Slovakia. *Mineralia Slovaca*, 43(3), 247–254.

References

Alekseenko V.D., Alasev V.A., Barmin V.A., Belolipetskaya L.I., Bozhko V.V., Varganov A.S., Egorov V.N., Egorov A.S., Kazhaeva O.D., Kachevsky L.K., Moskalev V.A., Pevzner V.S., Radyukevich N.M., Rumyantsev N.N., Suslova S.V., Shor G.M. (2010) [State geological map of the Russian Federation on a scale of 1:1 000 000 (third generation). Series Angara-Yenisei. Sheet R-46-North Yenisei. Explanatory Note]. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 470 p. (in Russian)

Arzamastsev A.A., Wu F.-Y. (2014) U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of minerals from the ultrabasic-alkaline massifs of the Kola Province. *Petrology*, 22(5), 462–479.

Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Kamenetsky V.S., Sharygin V.V., Golovin A.V. (2013) Trace-element partitioning in perovskite: implications for the geochemistry of kimberlites and other mantle-derived undersaturated rocks. *Chemical Geology*, 353, 112–131.

Chen W., Simonetti A. (2014) Evidence for the multi-stage petrogenetic history of the Oka carbonatite complex (Québec, Canada) as recorded by perovskite and apatite. *Minerals*, 4(2), 437–476.

Cox R.A., Wilton D.H. (2006) U-Pb dating of perovskite by LA-ICP-MS: an example from the Oka carbonatite, Quebec, Canada. *Chemical Geology*, 235(1–2), 21–32.

Egorova V., Latypov R. (2013) Mafic-ultramafic sills: New insights from M- and S-shaped mineral and whole-rock compositional profiles. *Journal of Petrology*, 54(10), 2155–2191.

Grapes R. (2011) Pyrometamorphism, 2nd edn. Berlin, Springer, 365 p.

Gusev N.I., Sergeeva L.Yu., Stroeve T.S., Savel'ev S.O., Sharipov A.G., Larionov A.N., Skublov S.G. (2019) [U-Pb age, geochemistry and Lu-Hf systematics of zircon from intrusive traps of the western Tunguska

Syncline, Siberian Platform]. *Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*, 79, 49–67. (in Russian).

Kerrick D.M. (1991) Contact metamorphism. *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26, 847 p.

Mitchell R.H., Welch M.D., Chakhmouradian A.R. (2017) Nomenclature of the perovskite supergroup: A hierarchical system of classification based on crystal structure and composition. *Mineralogical Magazine*, 81(3), 411–461.

Pertsev N.N. (1977) [High-temperature metamorphism and metasomatism of carbonate rocks]. Moscow, Nauka, 256 p. (in Russian).

Poryadin V.S., Strunin B.M., Turchin A.V., Komarov V.V., Fainer Yu.B. (1977) [State geological map of the USSR on a scale of 1:200 000. Series Turukhansk. Sheet R-46-XIV. Explanatory Note]. Moscow, Krasnoyarskoe territorial'noe geologicheskoe upravlenie, 82 p. (in Russian).

Potter N.J., Ferguson M.R., Kamenetsky V.S., Chakhmouradian A.R., Sharygin V.V., Thompson J.M., Goemann K. (2018) Textural evolution of perovskite in the Afrikanda alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(12), 1–20.

Putiš M., Yang Y.H., Koppa M., Dyda M., Šmál P. (2015) U/Pb LA-ICP-MS age of metamorphic–metasomatic perovskite from serpentized harzburgite in the Meliata Unit at Dobšiná, Slovakia: Time constraint of fluid–rock interaction in an accretionary wedge. *Acta Geologica Slovaca*, 7(1), 63–71.

Reverdatto V.V. (1964) [High-temperature contact metamorphism of limestones in the Podkamennaya Tunguska basin]. *Doklady AN SSSR [Doklady Academy of Sciences of the USSR]*, 155(1), 104–107. (in Russian)

Reverdatto V.V. (1970) [Facies of contact metamorphism]. Moscow, Nedra, 271 p. (in Russian).

Sklyarov E.V., Karmanov N.S., Lavrenchuk A.V., Starikova A.E. (2019) Perovskites of the Tazheran massif (Baikal, Russia). *Minerals*, 9, 323.

Sobolev V.S. (1935) [Rare type of contact metamorphism of limestones]. *Zapiski VMO [Proceedings of the All-Union Mineralogical Society]*, 64(1). (in Russian).

Sokol E.V., Deviatiiarova A.S., Kokh S.N., Reutsky V.N., Abersteiner A., Philippova K.A., Artemyev D.A. (2021) Sulfide minerals as potential tracers of isochemical processes in contact metamorphism: case study of the Kochumdek aureole, East Siberia. *Minerals*, 11(1), 17.

Sokol E.V., Kozmenko O.A., Deviatiiarova A.S., Kokh S.N., Polyansky O.P., Philippova K.A. (2022) Geochemical evidence and geological prerequisites for isochemical metamorphism in the Kochumdek contact aureole (East Siberia). *Russian Geology and Geophysics*, 63, 1–25.

Sokol E.V., Polyansky O.P., Semenov A.N., Reverdatto V.V., Kokh S.N., Devyatyyarova A.S.,

Kolobov V.Y., Khvorov P.V., Babichev A.V. (2019) High-grade contact metamorphism in the Kochumdek River valley (Podkamennaya Tunguska basin, East Siberia): evidence for magma flow. *Russian Geology and Geophysics*, **60**(4), 386–399.

Tesakov Yu.I. (2014) [Validity of Silurian formations in the northwestern Siberian craton, according to materials of commercial geophysics]. *Novosti paleontologii i stratigrafii. Prilozhenie k zhurnaly «Geologiya i geofizika»* [News of Paleontology and Stratigraphy. Supplement to journal «Russian Geology and Geophysics»], **55**(19), 5–37. (in Russian).

Turovtsev D.M. (2002) [Contact metamorphism of Norilsk intrusions]. Moscow, Nauchnyi Mir, 319 p. (in Russian).

Uher P., Koděra P., Vaculovič T. (2011) Perovskite from Ca-Mg skarn-porphyry deposit Vysoká Zlatno, Štiavnica stratovolcano, Slovakia. *Mineralia Slovaca*, **43**(3), 247–25.

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 8 № 2 2022

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)

ISSN 2313-545X



Свидетельство
о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС77-78696 от 30 июля 2020 г.
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи информационных
технологий и массовых коммуникаций

Технический редактор:

И.Ю. Мелекесцева

Оригинал-макет:

О.Л. Бусловская

Корректор:

И.А. Спирина

Подписано в печать 21.06.2022. Дата выхода в свет:
Формат 60 × 80¹/₈. Печать офсетная. Усл. печ. л. 5.8. Уч.-изд. л. 5.9. Тираж 200 экз. Заказ №
ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН: 456317, г. Миасс Челябинской обл., Ильменский заповедник
Отпечатано с оригинал-макета заказчика в ООО «Типография Для Вас»
620026, Свердловская область, г. Екатеринбург, ул. Розы Люксембург, 52А, офис 3.
Возрастное ограничение 16+. Распространяется бесплатно.

MINERALOGY

2022. Vol. 8. No. 2

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)



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

Registration certificate PI no. FS77-78696 from July 30, 2020
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media of the Russian Federation

Technical editor:

Irina Melekestseva

Layout:

Olga Buslovskaya

Corrector:

Irina Spirina

Signed in print 21.06.2022.

Format 60 × 80 $\frac{1}{4}$. Offset printing. Printed sheets 5.8. Circulation of 200. Order no.
SU FRC MiG UB RAS: territory of the Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia

Printed from a layout in Printing House Tipografiya dlya vas
ul. Rozy Lyuksemburg 52A/3, Yekaterinburg, Sverdlovsk district, 620026 Russia
Free of charge
