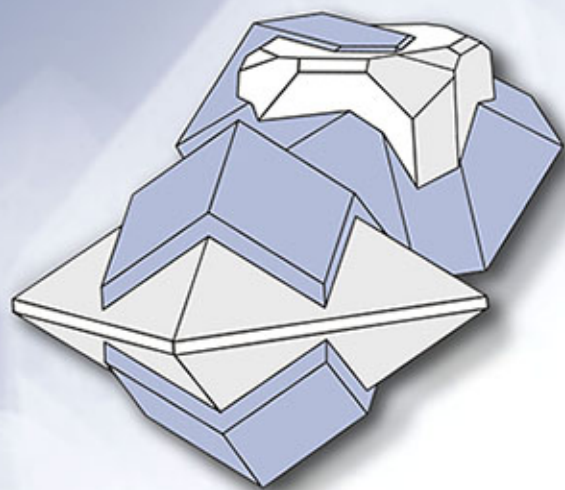


ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

МИНЕРАЛОГИЯ MINERALOGY

Том 8 № 4



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 № 4 2022 г. Декабрь

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 4 2022 December

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. Санкт-Петербург, Россия), С.Л. Вотяков, ИГТ 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, ИГТ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия), П. Нимис, Университет г. Падуи (г. Падуа, Италия), Л.А. Паутов, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва, Россия), И.В. Пеков, 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 456137, 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. 4

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 topon mineralogy, 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, Syktovkar, Russia), Aleksey Brusnitsyn (St. Petersburg State University, St. Petersburg, 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 Melekstseva (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), Ellina Sokol (Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk), 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), Yury Voytekhevsky (St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, 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(4), 2022

МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

К ОНТОГЕНЕЗУ ЭШИНИТА В ПОЛЕВОШПАТОВОЙ ЖИЛЕ № 31 ВИШНЁВЫХ ГОР НА ЮЖНОМ УРАЛЕ <i>В.А. Попов, И.А. Блинов, В.И. Попова</i>	5
МИНЕРАЛОГИЯ ХРОМИТИТОВ ПОКЛОННОЙ ГОРЫ КАРАБАШСКОГО МАССИВА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ <i>В.И. Попова, Е.В. Белогуб, М.А. Рассомахин, В.А. Попов, П.В. Хворов</i>	15
МАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТ-ШПИНЕЛЕВЫЕ СРАСТАНИЯ В АМФИБОЛОВЫХ ГАББРО МАССИВА СЕРЕБРЯНСКОГО КАМНЯ, СРЕДНИЙ УРАЛ <i>А.В. Козлов, В.В. Михайлов, С.Ю. Степанов, В.В. Шиловских, Н.С. Власенко</i>	34
ГРАНАТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, СВЯЗАННАЯ С ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИМИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В ДУНИТАХ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОГО МАССИВА, СРЕДНИЙ УРАЛ <i>С.Ю. Степанов, Р.С. Паламарчук, В.В. Шиловских, Д.А. Артемьев, А.В. Корнеев, А.К. Козин</i>	59
БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГАББРОИДАХ КУМБИНСКОГО МАССИВА, ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ) <i>В.В. Михайлов, С.Ю. Степанов, С.В. Петров, Р.С. Паламарчук</i>	79
ЗОЛОТОНОСНОСТЬ БАЗАЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ПОЛУОСТРОВА КАНИН (НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ, РОССИЯ) <i>М.А. Павлова, Д.А. Варламов, С.М. Снигиревский, Д.В. Зархидзе, С.В. Петров, М.А. Рассомахин</i>	94

CONTENTS

8(4), 2022

MINERALS AND MINERAL ASSEMBLAGES

TO THE ONTOGENESIS OF AESCHYNITE IN FELDSPAR VEIN NO. 31 OF THE VISHNEVYE GORY, SOUTH URALS <i>V.A. Popov, I.A. Blinov, V.I. Popova</i>	5
MINERALOGY OF CHROMITITES OF MOUNT POKLONNAYA OF THE KARABASH MASSIF, SOUTH URALS <i>V.I. Popova, E.V. Belogub, M.A. Rassomakhin, V.A. Popov, P.V. Khvorov</i>	15
MAGNETITE-ILMENITE-SPINEL INTERGROWTHS IN AMPHIBOLE GABBRO OF THE SEREBRYANSKY KAMEN INTRUSION, CENTRAL URAL <i>A.V. Kozlov, V.V. Mikhaylov, S.Yu. Stepanov, V.V. Shilovskikh, N.S. Vlasenko</i>	34
GARNET MINERALIZATION ASSOCIATED WITH LATE MAGMATIC AND HYDROTHERMAL-METASOMATIC PROCESSES IN DUNITES OF THE NIZHNY TAGIL CLINOPYROXENITE-DUNITE MASSIF, CENTRAL URALS <i>S.Yu. Stepanov, R.S. Palamarchuk, V.V. Shilovskikh, D.A. Artemiev, A.V. Korneev, A.K. Kozin</i>	59
NOBLE METAL MINERALIZATION IN GABBROIDS OF THE KUMBA INTRUSIVE, THE URALIAN PLATINUM BELT (NORTH URALS) <i>V.V. Mikhailov, S.Yu. Stepanov, S.V. Petrov, R.S. Palamarchuk</i>	79
GOLD POTENTIAL OF THE UPPER DEVONIAN BASAL CONGLOMERATES OF THE KANIN PENINSULA (NENETS AUTONOMOUS DISTRICT, RUSSIA) <i>M.A. Pavlova, D.A. Varlamov, S.M. Snigirevsky, D.V. Zarkhidze, S.V. Petrov, M.A. Rassomakhin</i>	94

УДК 549.0 (470.55)

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-1

**К ОНТОГЕНЕЗУ
ЭШИННИТА В ПОЛЕВОШПАТОВОЙ ЖИЛЕ № 31
ВИШНЁВЫХ ГОР НА ЮЖНОМ УРАЛЕ**

В.А. Попов, И.А. Блинов, В.И. Попова

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

Статья поступила в редакцию 14.04.2022 г., принята к печати 30.11.2022 г.

**TO THE ONTOGENESIS OF AESCHYNITE IN FELDSPAR VEIN NO. 31
OF THE VISHNEVYE GORY, SOUTH URALS**

V.A. Popov, I.A. Blinov, 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 14.04.2022, accepted 30.11.2022

Аннотация. Онтогенез мелких выделений акцессорного эшинита в полевошпатовой жиле № 31 Вишнёвых гор на Южном Урале заключается в его сокристаллизации с поздними зонами роста индивидов полевого шпата, ильменитом, титаномagnetитом, мусковитом, цирконом, монацитом, торитом, рутилом, колумбитом и другими минералами. После кристаллизации произошел метамиктный распад индивидов эшинита с образованием нанокристаллической структуры, а затем – многоактное растворение и метасоматоз по микротрещинам в минеральном агрегате. Параллельно метасоматозу эшинита развивалась микропористость в мусковит-ильменитовых сростках, контактирующих с зёрнами эшинита.

Ключевые слова: эшинит, парагенезис, онтогенез, метамиктный распад, метасоматоз, микропористость, полевошпатовые пегматиты.

Abstract. Small grains of accessory aeschynite in feldspar vein no. 31 of Vishnevye Mountains (South Urals) co-crystallize with late growth zones of feldspar crystals, as well as with ilmenite, titanomagnetite, muscovite, zircon, monazite, thorite, rutile, columbite and other minerals. Crystallization of aeschynite was followed by its metamict decay and formation of a nanocrystalline structure and further repeated dissolution and metasomatism along microfractures of the mineral aggregate. Metasomatism of aeschynite was accompanied by the formation of microporosity in muscovite-ilmenite aggregates at the contact with aeschynite grains.

Keywords: aeschynite, paragenesis, ontogenesis, metamict decay, metasomatism, microporosity, feldspar pegmatites.

Для цитирования: Попов В.А., Блинов И.А., Попова В.И. К онтогенезу эшинита в полевошпатовой жиле № 31 Вишнёвых гор на Южном Урале. Минералогия, 8(4), 5–14. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-1

For citation: Popov V.A., Blinov I.A., Popova V.I. To the ontogenesis of aeschynite in feldspar vein no. 31 of the Vishnevye Gory, South Urals. Mineralogy, 8(4), 5–14. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-1.

Введение

Общий онтогенез геологического (минерального) тела как системы складывается из онтогенезов его частей – минералов. Онтогенетическая информация позволяет рассматривать относительный возраст минеральных тел и их частей (элементов анатомии) как основу для моделирования процессов минералообразования, в том числе – абсолютного возраста минеральных тел. Ниже приведен пример рассмотрения частичного онтогенеза акцессорного эшинита в полевошпатовом пегматите Вишнёвых гор на Южном Урале.

Данные об истории формирования пегматитовой жилы № 31 Вишнёвых гор на Южном Урале (рис. 1) отсутствуют, поскольку минералогическое картирование в процессе разведочных работ не проводилось. Горные выработки на жиле № 31 были заложены в 1930-х–1940-х гг. при поисках цирконсодержащих пегматитов среди миаскитов Седловидной залежи северо-западной части Вишневогорского массива близ контакта его с фенитами (рис. 1а). Жила оказалась бедной в отношении циркона и в дальнейшем была заброшена. Горные выработки обвалились и заросли лесом (рис. 1б). В отвалах разведочных выработок можно обнаружить редкие образцы с мелкими выделениями эшинита в полевошпатовых агрегатах. Минералог-любитель А.М. Кузнецов собрал девять образцов

размером 3–5 см с предполагаемым эшинитом в отвалах пегматитовой полевошпатовой жилы № 31 и в 2018 г. предоставил их для диагностики и описания.

По сравнению с крупными выделениями эшинита жилы № 133, находящейся в северо-восточном замыкании Вишневогорского комплекса на горе Мохнатой (Попова и др., 2021), эшинит жилы № 31 характеризуется мелкими зернами, своеобразными парагенезисами и сложными метасоматическими явлениями с возникновением округлых в плоском сечении текстур внутри эшинитовых индивидов. Эшинит был изучен на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 с ЭДС (аналитик И.А. Блинов). В тексте при анализе явлений использованы эмпирические формулы минералов.

Характеристика минералов из пегматитовой жилы № 31

Изученные образцы сложены агрегатами альбита и калиевого полевого шпата с мелкими (1–3 мм) черными минералами с сильным блеском. На минералах под бинокляром наблюдаются преобладающие индукционные поверхности с редкими фрагментами идиоморфных поверхностей у эшинита и циркона. Срастания эшинита с другими акцессорными минералами отличаются по парагенезисам и явлениям замещения (рис. 2). Макроскопи-

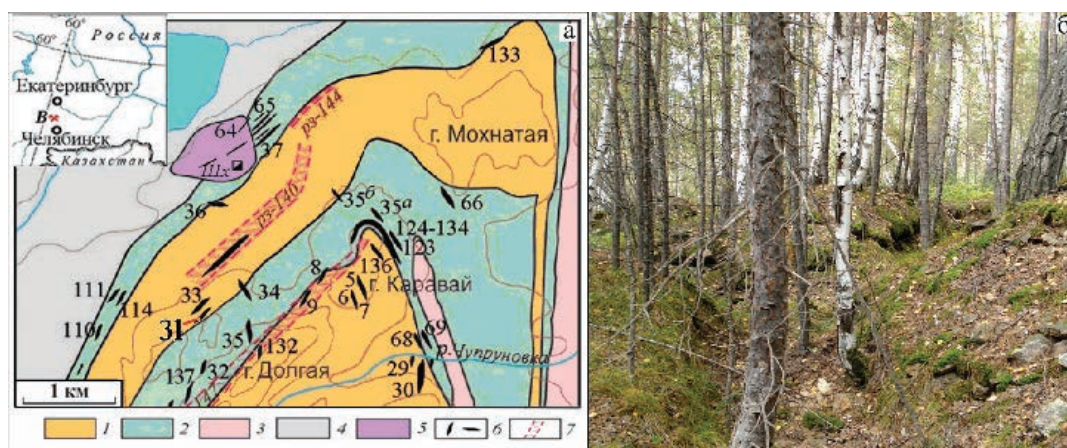


Рис. 1. Локализация пегматитовой жилы № 31 (а) на геологической карте СЗ части Вишневых гор (Попова и др., 2021); б – вид старых выработок по жиле № 31 (фото А.М. Кузнецова).

1–5 – вмещающие породы: 1 – миаскиты; 2 – щелочные сиениты и фениты; 3 – гранито-гнейсы; 4 – плагиогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты; 5 – серпентиниты; 6 – жилы щелочных пегматитов; 7 – рудные зоны;

Fig. 1. Position of pegmatite vein no. 31 on schematic geological map of the northern part of the Vishnevye Mountains (Popova et al., 2021); б – overview of old mines in vein no. 31 (photo by A.M. Kuznetsov).

1–5 – country rocks: 1 – miaskite; 2 – alkali syenite and fenite; 3 – granite gneiss; 4 – plagiogneiss, crystal schist, amphibolite, quartzite; 5 – serpentinite; 6 – veins of alkali pegmatites; 7 – ore zones.

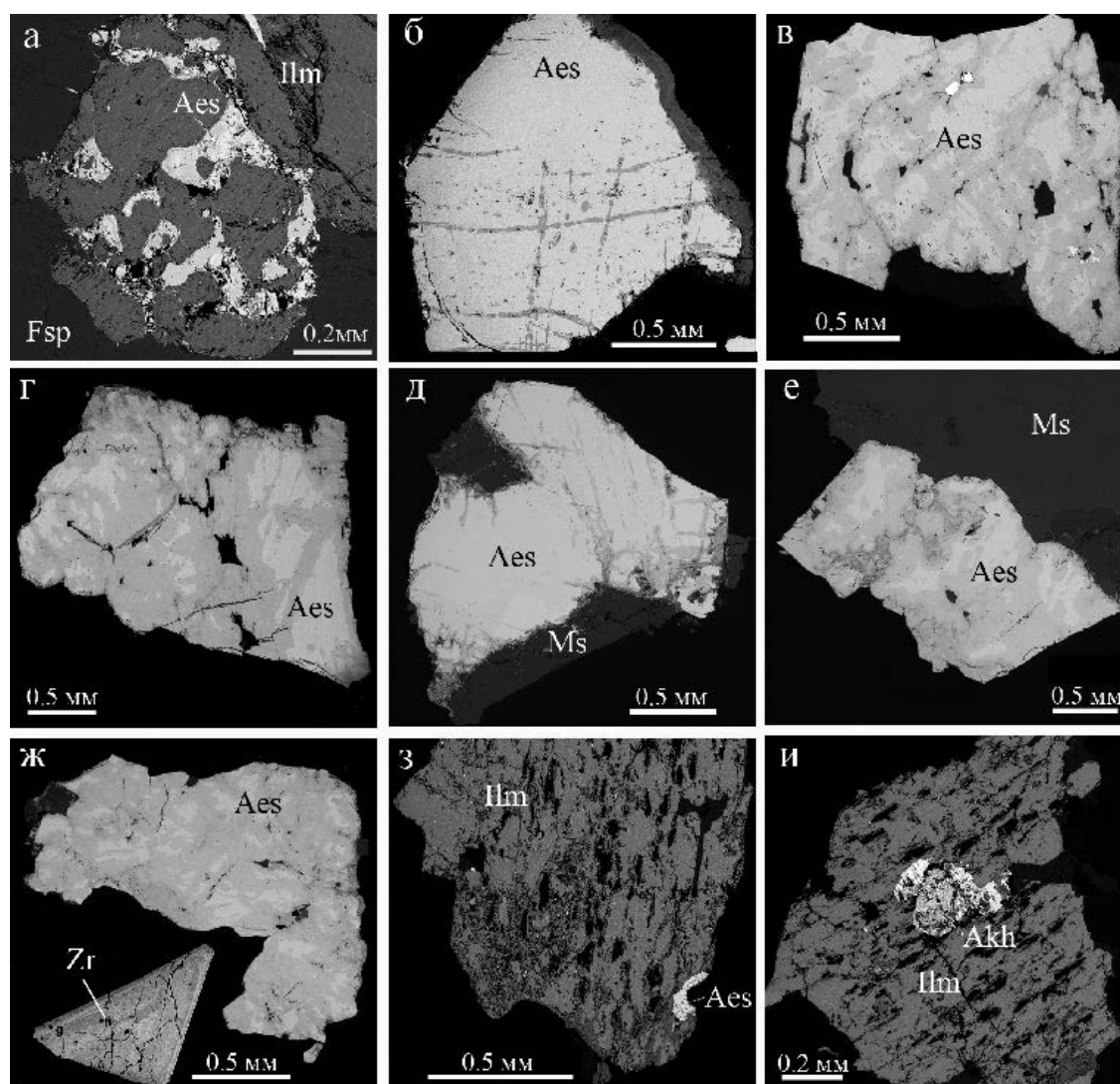


Рис. 2. Зерна и агрегаты эшинита из жилы № 31: а – эшинит (Aes) в ильмените (Ilm) с вростками ориентированных табличек титаномагнетита; б – эшинит с зональной коркой замещения (справа и вдоль трещин); в – измененное зерно эшинита с включениями мусковита (черное) и торита (белое); г – эшинит с изменениями вдоль трещин; д – измененный вдоль тонких трещин эшинит в парагенезисе с мусковитом (Ms); е – измененный эшинит с образованием округлых метасоматических текстур; ж – измененное зерно эшинита с реликтовыми участками первичного эшинита и цирконом (Zr); з – синтаксический сросток ильменита с магнетитом, ориентированными вростками мусковита (черное), эшинита и порами растворения; и – ильменит-магнетитовые сросток с вростками мусковита, эшинита и предполагаемого ахалита (Akh). BSE-фото.

Fig. 2. Aeschynite grains and aggregates from pegmatite vein no. 31: а – aegschynite (Aes) in ilmenite (Ilm) with ingrowths of oriented titanomagnetite plates; б – aegschynite with a zoned replacement crust (right and along the fractures); в – altered aegschynite with inclusions of muscovite (black) and thorite (white); г – aegschynite altered along fractures; д – aegschynite altered along fractures in assemblage with muscovite (Ms); е – altered aegschynite with formation of round metasomatic structures; ж – altered aegschynite with relics of primary aegschynite and zircon (Zr); з – syntactic intergrowth of ilmenite with magnetite, oriented inclusions of muscovite (black), aegschynite and dissolution pores; и – ilmenite-magnetite intergrowth with ingrowths of muscovite, aegschynite and a possible achalaite (Akh). BSE-images.

чески и при малых увеличениях все мелкие черные сростки на фоне светлых полевых шпатов кажутся однообразными и простыми. Под бинокляром хорошо узнаются некоторые зерна эшинита, мусковита, альбита и циркона в калиевом полево шпате.

Преобладающим по объему минералом пегматитовой жилы является **калиевый полевой шпат**, один из анализов которого характеризуется эмпирической формулой $(K_{0.86}Na_{0.14})AlSi_3O_8$. В относительно крупных индивидах калиевого полевого

Таблица 1

Химический состав мусковита из жилы № 31 (мас. %)

Table 1

Chemical composition of muscovite from vein no. 31 (wt. %)

№ ан.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	CaO	K ₂ O	Сумма
22p	46.95	30.23	0.56	6.37	0.14	0.98	—	0.17	9.90	95.30
24m	47.03	29.55	0.60	4.61	—	2.16	0.20	—	9.90	94.09
Эмпирические формулы										
22p	$(K_{0.99}Ca_{0.01})(Al_{1.62}Fe_{0.36}Mg_{0.11}Ti_{0.03}Mn_{0.01})_{\Sigma 2.13}(Al_{0.80}Si_{3.20})O_{10}(OH)_2$									
24m	$(K_{0.99}Na_{0.03})(Al_{1.60}Fe_{0.26}Mg_{0.25}Ti_{0.03})_{\Sigma 2.14}(Al_{0.78}Si_{3.22})O_{10}(OH)_2$									

Таблица 2

Химический состав торита и монацита-(Ce) из жилы № 31 (мас. %)

Table 2

Chemical composition of thorite and monazite-(Ce) from vein no. 31

№ ан.	CaO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	PbO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	Сумма
Торит												
1r	1.09	—	—	—	—	73.92	0.38	13.73	0.44	0.62	—	94.93
2s	3.39	0.36	1.45	—	—	70.78	0.61	16.73	0.46	1.41	—	95.19
Монацит												
3u	—	8.69	45.42	4.58	11.02	—	—	—	—	29.66	0.28	99.65
4t	1.97	8.96	35.40	4.01	14.00	0.75	—	—	—	27.86	3.30	99.61
Эмпирические формулы												
1r	$(Th_{0.95}U_{0.06}Ca_{0.07}Pb_{0.01})(Si_{0.88}P_{0.03}Al_{0.03}Fe_{0.01})O_4$											
2s	$(Th_{0.82}Ca_{0.16}Ce_{0.02}La_{0.01}Pb_{0.01})(Si_{0.87}P_{0.07}Al_{0.04})O_4$											
3u	$(Ce_{0.66}Nd_{0.16}La_{0.13}Pr_{0.07})(P_{0.99}S_{0.01})O_4$ (светлый сектор)											
4t	$(Ce_{0.49}Nd_{0.19}La_{0.13}Ca_{0.08}Pr_{0.06}Sr_{0.05}Sm_{0.02}Th_{0.01})(P_{0.90}S_{0.09})O_4$ (тёмный сектор)											

Примечание. Анализы также включают (мас. %): 0.29 FeO и 4.46 UO₂ (ан. 1r), 2.20 SrO и 1.15Sm₂O₃ (ан. 4t).

Note. The analyses also include (wt. %): 0.29 FeO and 4.46 UO₂ (an. 1r), 2.20 SrO and 1.15Sm₂O₃ (an. 4t)

шпата наблюдаются мелкие неориентированные и синтаксические вроски **альбита** (Na_{0.94}K_{0.01}Ca_{0.05})AlSi₃O₈ до 3–5 % площади сечения образцов.

Железистый **мусковит** менее распространен. Его мелкие индивиды почти не видны на фоне полевошпатового агрегата, но в участках с черными минералами наблюдаются скопления мусковита, в том числе в виде синтаксических вросков титаномагнетита с ильменитом (рис. 2з, и). Состав железистого мусковита в разных изученных образцах несколько варьирует (табл. 1), что, возможно, обусловлено разным сечением зерен.

Циркон образует редкие мелкие вроски в калиевом полевом шпате. Обычно с одной стороны его кристаллы имеют индукционные поверхности одновременного роста с полевым шпатом, а с другой стороны – идиоморфные головки (рис. 2ж, слева внизу). Кристаллы циркона зональны и секто-

риальны по содержаниям Hf и Th: (Zr_{0.97}Hf_{0.02}Th_{0.01})SiO₄, (Zr_{0.97}Hf_{0.03})SiO₄, (Zr_{0.98}Hf_{0.02})SiO₄.

Торит встречается в виде вросков в эшините, синхронных с монацитом (рис. 3, точки г и s). По составу минерал неоднороден (табл. 2, ан. 1r, 2s). **Монацит** обнаружен в сростаниях с торитом и мусковитом; секториален по составу (рис. 3, точки u и t) (табл. 2, ан. 3u, 4t).

В образцах встречаются синтаксические **магнетит-ильменитовые** сростания (рис. 2а, з, и), в которых при больших увеличениях видны вроски **рутила** и мельчайшие ориентированные таблички **ферроколумбита** (рис. 4, точка h). Ильменит является ведущим вмещающим минералом. Его состав в разных зернах варьирует и характеризуется повышенным содержанием Mn, а также примесями Nb, V и Ta: (Fe_{0.79}Mn_{0.21})(Ti_{0.97}Al_{0.02}Nb_{0.01})O₃, (Fe_{0.82}Mn_{0.18})(Ti_{0.98}Nb_{0.01}V_{0.01})O₃, (Fe_{0.80}Mn_{0.18})_{0.98}(Ti_{1.00}Nb_{0.01}

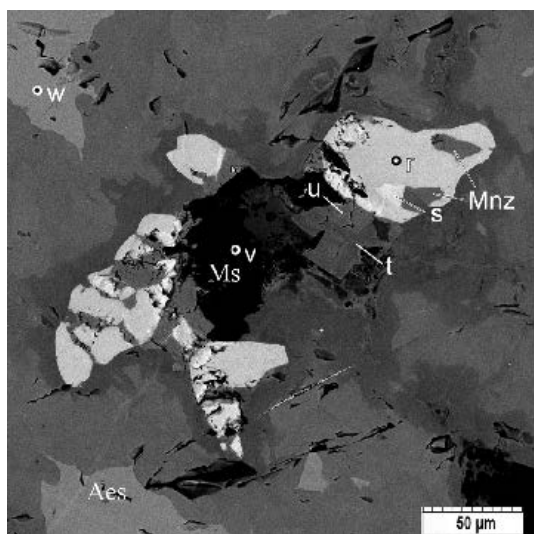


Рис. 3. Неоднородный торит (r, s), секториальный монацит (u, t, Mnz) и мусковит (v, Ms) в измененном «тороэшините» (Aes, w). BSE-фото.

Fig. 3. Heterogeneous thorite (r, s), sectorial monazite (u, t) and muscovite (v, Ms) in altered «toroeschynite» (Aes, w). BSE-images.

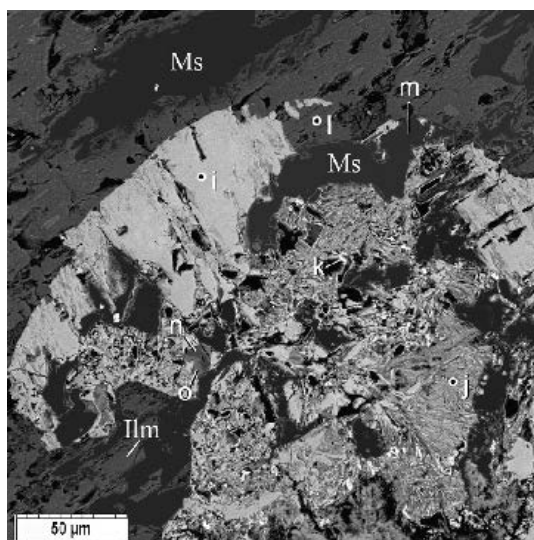


Рис. 5. Включения колумбита (i), «ахалаита» (j), рутила (o, n), эшинита (k) и мусковита Ms (m) в ильмените (l, Ilm). BSE-фото.

Fig. 5. Inclusions of aeschynite (i), «achalaite» (j), rutile (o) and muscovite (m) in ilmenite (l). BSE-image.

$Ta_{0.01}Fe_{1.55}Ti_{0.36}Mn_{0.04}Al_{0.03}V_{0.02}O_4$. Магнетитовые вроски имеют индукционные поверхности с ильменитом, уплощены параллельно (0001) ильменита, а по составу отвечают **титаномagnetиту**: $Fe(Fe_{1.55}Ti_{0.36}Mn_{0.04}Al_{0.03}V_{0.02})O_4$. Пластинки ферроколумбита расположены под углом 120° соответственно тригональной симметрии ильменита. Местами они расположены и в ильмените, и магнетите. Состав минерала на разных участках

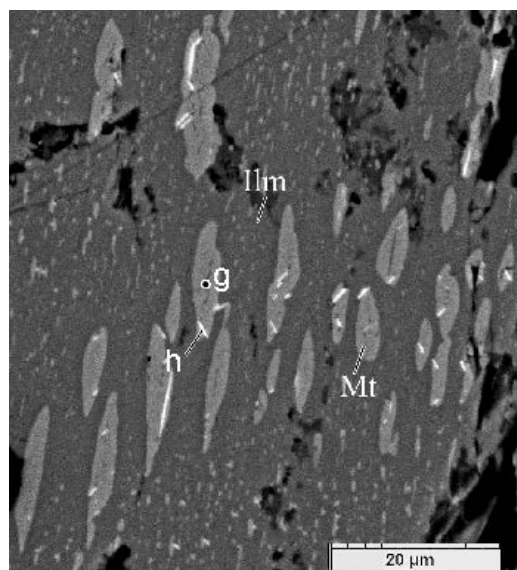


Рис. 4. Ориентированные сростания ильменита (серый), магнетита (g, светло-серый) и ферроколумбита (h, белые таблички). BSE-фото.

Fig. 4. Oriented intergrowths of ilmenite (gray), magnetite (g, light gray) and ferrocolumbite (h, white plates). BSE-images.

меняется от марганцовитового ферроколумбита $(Fe_{0.47}Mn_{0.45}Sc_{0.08})(Nb_{1.68}Ti_{0.29}Ta_{0.03})O_6$ до железисто-мнганоколумбита $(Mn_{0.47}Fe_{0.45}Sc_{0.02}Al_{0.03}U_{0.01})(Nb_{1.74}Ta_{0.04}Ti_{0.22}W_{0.02})O_6$ и $(Mn_{0.53}Fe_{0.40}Sc_{0.07})(Nb_{1.77}Ti_{0.17})O_6$. По-видимому, наличие Sc и W в рассматриваемых парагенезисах является химической особенностью колумбита. **Рутил** имеет резкую секториальность состава: $(Ti_{0.82}Fe_{0.08}Nb_{0.08}Ta_{0.01}W_{0.005}Sn_{0.01})O_2$ и $(Ti_{0.67}Fe_{0.13}Nb_{0.16}Ta_{0.02}W_{0.01}Sn_{0.01})O_2$ (рис. 5, точки n, o).

Вместе с эшинитом и рутилом в магнетит-ильменитовом сростке присутствуют включения расщепленных кристаллов минерала (рис. 5, точка j), состав которого наиболее приближен к составу ахалаита(?) (мас. %): FeO 18.03, MnO 6.38, Nb_2O_5 50.27, TiO_2 13.37, PbO 2.05, ThO_2 1.77, UO_2 0.77, CaO 0.31, SiO_2 3.19, Al_2O_3 0.92, сумма 97.06. Его эмпирическая формула, рассчитанная на четыре катиона без учета Al и Si, $(Fe^{2+}_{0.49}Mn_{0.39}Th_{0.05}Pb_{0.04}Ca_{0.02}U_{0.01})(Fe^{3+}_{0.61}Ti_{0.39})(Nb_{1.66}Ti_{0.34})O_8$ близка к идеализированной формуле ахалаита $(Fe^{2+}, Mn)(Ti, Fe^{3+}, Ta)(Nb, Ta)_2O_8$ (www.mindat.org), но для подтверждения желательны новые находки этого минерала.

Эшинит кристаллизовался в конце роста полевых шпатов одновременно с перечисленными минералами. Его состав в разных образцах и раз-

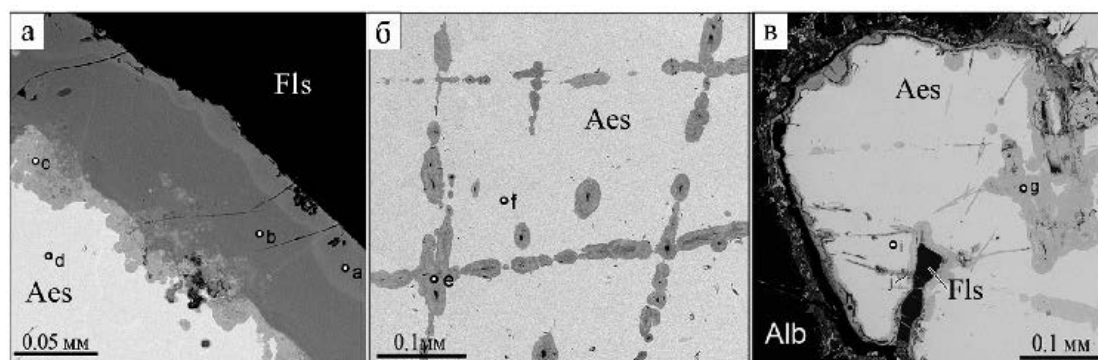


Рис. 6. Округлые зональные текстуры метасоматических изменений в эшине (участки d, f, i).

Alb – альбит, Fls – калиевый полевой шпат. BSE-фото.

Fig. 6. Round zonal structures of metasomatic alteration of aegirine (areas d, f, i).

Alb – albite, Fls – K-feldspar. BSE-image.

ных участках зерен из жилы № 31 существенно варьирует (табл. 3). Состав исходного (метасоматически неизмененного) эшинита в разных точках зондирования также отличается (табл. 3, ан. № 1, 3, 5, 7, 9, 11), что, по-видимому, связано с ростовой анатомической неоднородностью индивидов, не проявляющейся на BSE-фото.

На BSE-фото видны участки с зональным изменением состава эшинита (рис. 6). Рассмотрим относительный возраст возникновения метамиктности и зон изменения эшинита на примере одного зерна (рис. 2а). На разных участках зерна строение измененных зон разное (рис. 6), но в текстуре метасоматических зон повсеместно наблюдается образование округлых в сечении агрегатов. Изученные эшиниты Вишнёвых гор рентгеноаморфны (Попова и др., 2021). Возникает вопрос об относительном времени метамиктного распада эшинита по отношению к метасоматозу. Метасоматические изменения в эшине (рис. 6) развиваются от поверхности кристаллов и далее по трещинам внутрь в виде округлых в сечении форм. Таким образом, до метасоматоза кристаллы эшинита уже получили нано-зернистую структуру и тонкую микропористость, связанные с метамиктным распадом.

Анализ состава эшинита и продуктов его изменения выявил присутствие эшинита-(Ce) (табл. 4, ан. 1, 13), обогащенного Th «тороэшинита» (табл. 4, ан. 3, 5–7, 9–12), а также предполагаемого «титаноколумбита» (смесь минералов), практически не содержащего РЗЭ (табл. 3, ан. 4, 8, 14). Все анализы неизмененного эшинита имеют дефицит суммы 3–4 мас. %, но эмпирические формулы рассчитаны на три катиона возможных компонентов. Это связано с предполагаемой микро- и нанопористостью метамиктных минералов.

В процессе метасоматоза эшинита возникли зоны с разной мощностью, составом и пористостью в разных участках зерна. Возникновение микро- и нанопор осложняет диагностику минералов по данным химического состава, поскольку невозможно определить процентное содержание пор в пределах площади взаимодействия электронов с веществом. В метасоматически измененных зонах минерала дефицит суммы анализов резко увеличивается до 10–15 %. Наноразмерные минералы диагностировать сложно, но можно проследить некоторые химические тенденции в зональных участках минерального индивида, например, метасоматические изменения в одном зерне эшинита.

Рисунок 6а показывает метасоматические изменения в одном зерне эшинита, при котором исходный эшинит-(Y) (табл. 3, ан. 9) заместился высокоторийевым (табл. 3, ан. 8) и далее – высокожелезистым эшинитоподобным минеральным агрегатом (табл. 3, ан. 10). Заметно исчезновение РЗЭ и существенное увеличение Fe.

На втором участке (рис. 6б) исходный эшинит-(Y) (табл. 3, ан. 1) по серии секущих трещин заместился агрегатом с преобладанием Са («кальциоэшинитом») и незначительным изменением соотношений элементов (табл. 3, ан. 2). Соотношения РЗЭ, Ti и Nb изменились незначительно, но исходная масса вещества стала темнее (уменьшилась). Возможно, это явление связано с появлением нанопористости.

На третьем участке зерна эшинита-(Ce) (рис. 6в) изменения химического состава проявлены гораздо сильнее, соотношения компонентов не соответствуют эшину, увеличиваются содержания Fe и Si и уменьшаются содержания Ti и Nb и эшинит замещается смесью минералов («титаноколумбитом») (табл. 3, ан. 14).

Таблица 3

Химический состав эшинита и продуктов его изменения из жилы № 31 (мас. %)

Table 3

Chemical composition of aeschynite and its alteration products from vein no. 31

№ ан.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ лаб.	22-f	22-e	22-i	22-h	22-o	22-n	23e	23c	23d	23b	23m	23k	23x	22j
La ₂ O ₃	2.42	1.94	2.45	—	1.03	1.21	1.39	—	1.45	0.78	2.48	0.97	2.68	—
Ce ₂ O ₃	8.14	6.96	8.28	—	5.44	6.52	6.51	0.63	5.66	2.93	6.62	5.74	8.77	0.63
Pr ₂ O ₃	0.91	0.60	0.74	—	0.37	1.19	0.81	—	0.49	0.36	—	0.61	1.08	—
Nd ₂ O ₃	4.05	3.62	3.86	—	3.78	4.20	4.10	—	3.17	2.16	3.74	2.79	3.93	—
Sm ₂ O ₃	0.99	0.97	0.81	—	1.23	0.68	0.65	—	0.58	0.98	—	—	0.72	—
Eu ₂ O ₃	—	0.43	—	—	—	0.20	—	—	—	0.62	—	—	—	—
Gd ₂ O ₃	1.86	1.32	1.56	—	1.57	1.04	1.11	—	—	0.74	—	—	1.39	—
Y ₂ O ₃	5.70	5.36	5.61	—	5.16	4.24	5.16	—	5.11	3.99	4.93	4.73	5.63	—
Dy ₂ O ₃	—	—	—	—	0.78	0.86	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	2.68	3.15	2.27	1.27	1.30	2.74	1.47	0.37	2.57	1.63	1.39	1.64	2.45	0.41
FeO	1.56	1.01	1.38	9.79	1.76	1.81	1.64	9.55	3.54	0.81	1.61	0.59	1.75	41.89
PbO	0.60	0.43	0.69	1.34	0.96	0.81	0.81	3.25	0.79	0.89	0.86	1.10	—	1.63
ThO ₂	13.60	12.47	14.21	13.26	20.06	16.81	18.37	5.44	18.33	21.39	16.51	15.35	13.45	7.28
SrO	—	0.65	—	1.58	—	—	—	0.84	—	1.49	—	1.32	—	0.52
UO ₂	1.66	1.27	2.25	0.53	4.73	4.24	5.84	1.37	6.56	3.99	5.12	3.96	1.91	2.12
Nb ₂ O ₅	30.48	27.45	30.30	32.10	23.61	21.51	24.34	27.05	21.19	17.23	22.34	20.13	31.94	11.39
TiO ₂	21.72	19.39	21.54	25.25	24.18	22.03	23.80	31.31	22.52	23.03	23.40	20.52	21.07	16.78
SiO ₂	0.69	0.73	—	2.53	0.61	1.11	0.48	0.80	0.80	5.43	0.74	2.73	0.64	3.14
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.96	0.81	0.93	0.63	—	—	—	0.70
Сумма	97.05	87.75	95.95	87.83	96.58	92.23	97.44	87.40	93.68	89.10	89.73	82.17	97.43	86.49
Эмпирические формулы														
1	[(Ce _{0.20} Nd _{0.09} La _{0.06} Pr _{0.02} Sm _{0.02}) _{0.39} (Th _{0.20} Ca _{0.19} Y _{0.19} U _{0.02} Pb _{0.01}) _{0.61}](Ti _{1.02} Nb _{0.90} Fe _{0.08}) ₂ O ₆													
2	[(Ca _{0.22} Th _{0.19} Y _{0.19} Sr _{0.03} U _{0.02} Pb _{0.01}) _{0.66} (Ce _{0.17} Nd _{0.09} La _{0.05} Sm _{0.02} Pr _{0.01} Eu _{0.01}) _{0.35}](Ti _{0.99} Nb _{0.94} Fe _{0.07}) ₂ O ₆													
3	[(Th _{0.23} Y _{0.20} U _{0.04} Pb _{0.02}) _{0.49} (Ce _{0.21} Nd _{0.12} La _{0.08} Sm _{0.03} Pr _{0.03} Gd _{0.04}) _{0.51}](Ti _{1.05} Nb _{0.88} Fe _{0.07}) ₂ O ₆													
4	(Fe _{0.49} Th _{0.18} Si _{0.15} Ca _{0.08} Sr _{0.05} Pb _{0.02} Mn _{0.01} U _{0.01}) _{1.00} (Ti _{1.13} Nb _{0.87}) ₂ (O,OH) ₆													
5	[(Th _{0.25} Ca _{0.19} Y _{0.14} U _{0.05} Pb _{0.01} Pb _{0.01}) _{0.64} (Ce _{0.15} Nd _{0.09} La _{0.03} Gd _{0.02} Sm _{0.02} Pr _{0.02} Dy _{0.02} Tb _{0.01}) _{0.36}](Ti _{1.24} Nb _{0.75} Fe _{0.01}) ₂ O ₆													
6	[(Th _{0.23} Ca _{0.18} Y _{0.14} U _{0.05}) _{0.60} (Ce _{0.14} Nd _{0.10} La _{0.03} Pr _{0.03} Gd _{0.02} Sm _{0.02} Dy _{0.02} Tb _{0.01}) _{0.37}](Ti _{1.13} Nb _{0.75} Si _{0.08} Al _{0.03} Fe _{0.01}) ₂ (O,OH) ₆													
7	[(Th _{0.22} Y _{0.19} Ca _{0.10} U _{0.08} Pb _{0.01}) _{0.60} (Ce _{0.16} Nd _{0.09} La _{0.03} Pr _{0.02} Sm _{0.01}) _{0.31}](Ti _{1.11} Nb _{0.70} Fe _{0.09} Al _{0.07} Si _{0.03}) _{2.0} (O,OH) ₆													
8	(Fe _{0.43} Al _{0.05} Pb _{0.05} Sr _{0.03} V _{0.02} Ca _{0.02} Ce _{0.01} U _{0.02}) _{0.65} (Ti _{1.21} Nb _{0.60} Ta _{0.01} Si _{0.18}) _{2.0} (O,OH) ₆													
9	[(Th _{0.27} Ca _{0.18} Y _{0.17} U _{0.09} Pb _{0.01}) _{0.72} (Ce _{0.13} Nd _{0.07} La _{0.03} Pr _{0.01} Sm _{0.01}) _{0.25}](Ti _{1.09} Nb _{0.61} Fe _{0.19} Al _{0.07} Si _{0.05}) _{2.01} (O,OH) ₆													
10	[(Th _{0.31} Y _{0.14} Ca _{0.11} Sr _{0.06} U _{0.06} Al _{0.05} Fe _{0.04} Pb _{0.02}) _{Σ0.79} (Ce _{0.07} Nd _{0.05} La _{0.02} Sm _{0.02} Pr _{0.01} Eu _{0.01}) _{0.18}](Ti _{1.13} Nb _{0.51} Si _{0.36}) _{2.0} (O,OH) ₆													
11	[(Th _{0.26} Y _{0.18} Ca _{0.10} U _{0.08} Pb _{0.02}) _{0.64} (Ce _{0.17} Nd _{0.09} La _{0.06}) _{0.32}](Ti _{1.19} Nb _{0.68} Fe _{0.09} Si _{0.04}) _{2.0} (O,OH) ₆													
12	[(Th _{0.27} Y _{0.20} Ca _{0.13} U _{0.06} Sr _{0.06} Fe _{0.04} Pb _{0.02}) _{0.78} (Ce _{0.15} Nd _{0.07} Pr _{0.02}) _{0.24}](Ti _{1.14} Nb _{0.66} Si _{0.20}) _{2.0} (O,OH) ₆													
13	[(Ce _{0.20} Nd _{0.09} La _{0.06} Pr _{0.02} Gd _{0.03} Sm _{0.02}) _{0.42} (Th _{0.19} Ca _{0.16} U _{0.03}) _{0.38}](Ti _{0.99} Nb _{0.92} Fe _{0.09}) _{2.0} (O,OH) ₆													
14	(Fe _{0.79} Al _{0.04} Th _{0.08} Pb _{0.02} Sr _{0.01} U _{0.02} Ca _{0.02} Ce _{0.01}) _{Σ0.99} (Fe _{0.95} Ti _{0.63} Nb _{0.26} Si _{0.16}) _{Σ2} O ₆													

Примечание. Ан. 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13 – эшинит; 4, 8, 14 – «титанокolumбит». Анализы также включают (мас. %): 0.20 MnO (ан. 4); 0.47 Tb₂O₃ (ан. 6); 2.80 Ta₂O₅ (ан. 8) и 1.78 P₂O₅ (ан. 14).

Note. Analyses 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13 – aeschynite; 4, 8, 14 are «titanocolumbite». The analyses also include (wt. %): 0.20 MnO (ан. 4); 0.47 Tb₂O₃ (ан. 6); 2.80 Ta₂O₅ (ан. 8) and 1.78 P₂O₅ (ан. 14).

Приведенные примеры показывают, что исходный состав метамиктного зерна эшинита в разных точках (элементах ростовой анатомии) отличается. Разный химический состав на разных участках поверхности исходного зерна и около разных трещин, возможно, указывает на некоторую разновремен-

ность появления микротрещин в эшините. Вместе с этим видны тенденции в изменении количества некоторых элементов: исчезают РЗЭ, существенно увеличивается содержание Fe. Заметно, что трещины сначала возникали внутри метамиктного тела и вокруг них развились в сечении округлые зональ-

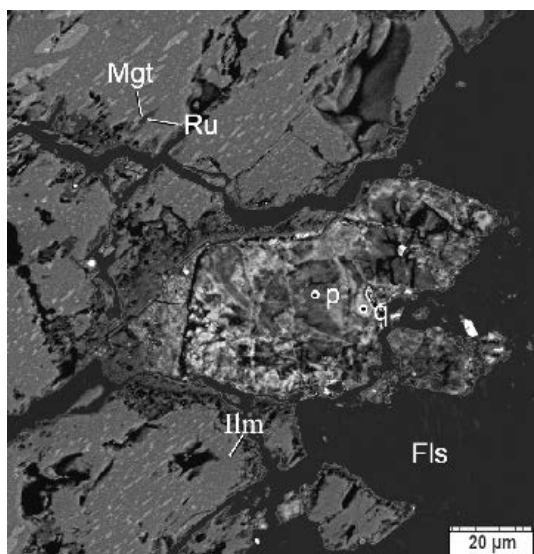


Рис. 7. Вросток «россовскиита» (p, q) в агрегате ориентированных сростаний ильменита, магнетита и рутила. BSE-фото.

Fig. 7. Ingrowth of «rossovskiite» (p, q) in oriented ilmenite-magnetite-rutile aggregate. BSE-image.

ные метасоматические текстуры. Следовательно, метамиктность (нанозернистость) возникла в эшинитах до метасоматических изменений.

Возникновение пористости при метасоматозе является обычным явлением и выглядит по-разному в зависимости от зернистости исходного агрегата. В титаномагнетит-ильменитовом сростании (рис. 23, нижняя часть снимка) в процессе замещения возникла микропористость, а измененное в этом процессе зерно титанониобата (рис. 7, точка q) по составу приближенно рассчитывается на формулу россовскиита ($\text{Fe}^{3+}, \text{Ta}(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_4$) (табл. 4). В парагенезисе с титаномагнетит-ильменитовыми синтаксическими сростками наблюдались и другие акцессорные минералы (рис. 8), состав которых условно (возможно, из-за мелких включений минералов) рассчитывается на формулы ишикаваита ($\text{U}, \text{Fe}, \text{Y}\text{NbO}_4$), манганоколумбита $\text{Mn}^{2+}\text{Nb}_2\text{O}_6$ и виджецита ($\text{Ca}, \text{Ce}(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}_6$) (табл. 4).

Обсуждение результатов

Электронно-микроскопические исследования агрегатов пегматитовой жилы № 31 Вишневогорского щелочного комплекса выявили морфологические признаки синхронных и последовательных явлений, позволяющих наметить онтогеническую модель минералообразования в жиле. Индукцион-

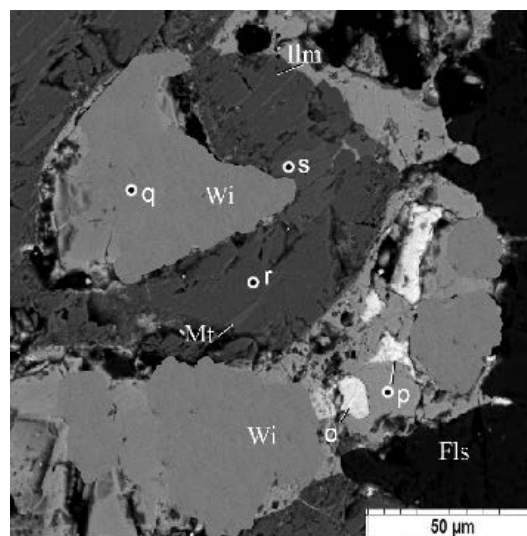


Рис. 8. Парагенезис «виджецита» Wi (q), «ишикаваита» (o) и «манганоколумбита» (p) с ильменитом Ilm (r) и титаномагнетитом Mt (s) в калиевом полево шпате Fls. BSE-фото.

Fig. 8. Assemblage of «vigezzite» (q), «ishikawaite» (o) and «manganocolumbite» (p) with ilmenite (r) and titanomagnetite Mt (s) in K-feldspar. BSE-image.

ные поверхности между всеми минералами, включая полевые шпаты, указывают на их совместный одновременный рост. Небольшая величина индивидов акцессорных минералов указывает только на частичный одновременный рост их с крупными индивидами полевых шпатов (в поздних зонах роста?). Индукционные поверхности между индивидами мусковита и полевого шпата говорят об их сокристаллизации, т. е. об отсутствии мусковитизации (грейзенизации).

В процессах сокристаллизации выявленных минералов интересны явления синтаксии между ильменитом, титаномагнетитом, колумбитом и мусковитом (иногда и с рутилом). Ориентированные сростания титаномагнетита с ильменитом ранее рассматривались в модели распада твердого раствора (Рамдор, 1962; и др.). Однако индукционные поверхности между минералами указывают на сокристаллизацию, подобно синтаксическим пертитам полевых шпатов (Попов, 2018).

Возникновение округлых метасоматических текстур требует микро- и нанозернистости исходного минерального агрегата (эдукта), что было показано ранее на примере некоторых яшм и скарнов (Попов, 2020). Здесь это явление ярко демонстрируют метасоматические изменения в индивидах эшинита, в онтогенезе которых метамиктность (нанозернистость) должна была появиться до метасо-

Таблица 4

Состав некоторых аксессуарных минералов из парагенезиса с титаномагнетит-ильменитовыми сростками (мас. %)

Table 4

Composition of some accessory minerals from assemblage with titanomagnetite-ilmenite aggregates (wt. %)

№ п/п	Nb ₂ O ₅	TiO ₂	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	UO ₂	CaO	Ce ₂ O ₃	PbO	ThO ₂	Ta ₂ O ₅	MnO	Сумма
1	27.41	25.18	27.02	2.97	1.10	1.06	0.26	0.29	2.12	1.84	—	0.47	89.73
2	25.72	5.48	1.76	2.56	1.08	43.96	1.30	0.48	1.00	1.77	—	—	88.80
3	68.45	5.17	9.68	0.67	0.53	0.58	—	—	—	—	1.74	10.1	99.08
4	50.03	10.32	3.32	6.50	0.44	2.90	7.26	1.80	—	3.91	1.13	—	91.01
Эмпирические формулы													
1	(Fe _{0.79} Si _{0.11} Al _{0.04} Pb _{0.02} Mn _{0.01} Ca _{0.01} Th _{0.01} U _{0.01}) ₁ (Ti _{0.60} Nb _{0.40}) ₁ O ₄												
2	(U _{1.06} Pb _{0.21} K _{0.17} Fe _{0.16} Ca _{0.15} Al _{0.12} Na _{0.05} Th _{0.04} Ce _{0.02} Pb _{0.02}) ₂ (Nb _{1.26} Ti _{0.46} Si _{0.28}) ₂ O ₈												
3	(Mn _{0.49} Fe _{0.45} Sc _{0.02} Al _{0.03} U _{0.01}) ₁ (Nb _{1.71} Ti _{0.22} Si _{0.04} Ta _{0.03} W _{0.02}) ₂ O ₆												
4	(Ca _{0.45} Si _{0.28} Sr _{0.11} Th _{0.05} U _{0.04} Ce _{0.04} Al _{0.03}) ₁ (Nb _{1.29} Ti _{0.44} Fe _{0.16} Si _{0.09} Ta _{0.02}) ₂ O ₆												

Примечание. Минералы: 1 – «россовскиит» (расчет на два катиона), 2 – «ишикаваит», 3 – манганоколумбит, 4 – «виджецит». «Ишикаваит» также содержит 2.26 мас. % P₂O₅, 1.21 мас. % K₂O и 0.22 мас. % Na₂O; манганоколумбит – 0.50 мас. % Sc₂O₃ и 1.66 мас. % WO₃; «виджецит» – 3.38 мас. % SrO.

Note. Minerals: 1 – «rossovskyite» (calculation for two cations); 2 – «ishikawaite»; 3 – manganocolumbite; 4 – «vigezzite». «Ishikawaite» also contains 2.26 wt. % P₂O₅, 1.21 wt. % K₂O and 0.22 wt. % Na₂O; manganocolumbite – 0.50 wt. % Sc₂O₃ and 1.66 wt. % WO₃; «vigezzite» – 3.38 wt. % SrO.

матоза. Некоторое различие состава и количества метасоматически измененных зон возле разных трещин и поверхности кристалла эшинита говорит о последовательном развитии трещинной системы с изменением состава растворов во времени. Собственно метасоматоз увеличивает пористость минерального тела по-разному в зависимости от состава и структуры его и от развития трещинной системы. Возникновение пор особенно наглядно в нашем случае видно на примере ильменита. Микропоры около трещин в мусковит-ильменитовых сростаниях находятся там же в пространстве, где видны изменения в эшините. Это позволяет предположить, что относительный «возраст» изменения этих минералов один и тот же, особенно, если учесть увеличение содержаний Fe и Si в метасоматически измененном эшините, которые могут появиться в растворе при растворении (появлении пор) соседних ильменита и мусковита.

Состав метасоматически измененного эшинита сложно диагностировать вследствие наноразмерности зерен и наноразмерности пор. Возникли мелкие и рентгеноаморфные метасоматические тела. Для сравнения химический состав этих тел можно выразить через формулы минеральных смесей (пород). Лишь в некоторых случаях химический состав продуктов изменения дает предположительную диагностику по соотношению формульных коэффициентов в минерале.

Таким образом, к онтогенезу эшинита в пегматитовой полевошпатовой жиле № 31 Вишнёвогорского щелочного комплекса следует отнести следующие явления:

1) Эшинит образовался в последние моменты кристаллизации полевых шпатов синхронно с ильменитом, титаномагнетитом, мусковитом, рутилом, цирконом, торитом, монацитом – это парагенезис (эвтектика).

2) При последующем понижении температуры из всех минералов парагенезиса только (?) у эшинита произошел метамиктный распад вследствие сложного химического состава и напряжений в структуре из-за резкого различия «атомных радиусов» элементов.

3) После метамиктизации в индивидах эшинита последовательно происходили метасоматические явления и возникновение нанопористости в соответствии с развивающейся трещинной системой. При этом в парагенном ильмените возникла микропористость, а в цирконе образовались трещины, возле которых не замечено никаких преобразований. Параллельно с развитием трещинной системы в ней изменялся раствор, что отразилось на составе и количестве зон в метасоматитах по эшиниту.

Авторы благодарны А.М. Кузнецову за предоставленную для исследований коллекцию образцов из пегматитовой жилы № 31 Вишнёвых гор.

Литература

Попов В.А. (2018) Морфологические заметки об амазоните. *Минералогия*, 4(1), 45–54.

Попов В.А. (2020) О текстурах уральских яшм. *Двадцать первые Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова*. Миасс: ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 118–124.

Попова В.И., Попов В.А., Макагонов Е.П., Никандров С.Н., Касаткин А.В., Кузнецов А.М. (2021) Минералы Вишнёвых гор. *Минералогический альманах*, 25(3), 128 с.

Рамдор П. (1962) Рудные минералы и их сростания. М., Иностранная литература, 1132 с.

References

Popov V.A. (2018) [Morphological notes on amazonite]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, 4(1), 45–54. (in Russian)

Popov V.A. (2020) [Textures of Uralian jaspers]. *Dvadsat pervye Vserossiyskie nauchnye chteniya pamyati ilmenskogo mineraloga V.O. Polyakova [Twenty First All-Russian Scientific Meeting in Memory of Ilmeny Mineralogist V.O. Polyakov]*. Miass: IMin YuU FNTs MiG UrO RAN, 118–124. (in Russian)

Popova V.I., Popov V.A., Makagonov E.P., Nikandrov S.N., Kasatkin A.V., Kuznetsov A.M. (2021) [Minerals of Vishnevye Mountains]. *Mineralogicheskyy almanakh [Mineralogical Almanac]*, 25(3), 128 p. (in Russian)

Ramdohr P. (1962) [Ore minerals and their aggregates]. Moscow, Inostrannaya literatura, 1132 p.

УДК 549.0 (234.853)

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

**МИНЕРАЛОГИЯ ХРОМИТИТОВ ПОКЛОННОЙ ГОРЫ
КАРАБАШСКОГО МАССИВА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ****В.И. Попова¹, Е.В. Белогуб², М.А. Рассомахин², В.А. Попов¹, П.В. Хворов²***Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,**¹Ильменский заповедник, ²Институт минералогии, г. Миасс,**Челябинская обл., 456317 Россия; popov@mineralogy.ru*

Статья поступила в редакцию 28.11.2022 г., принята к печати 09.12.2022 г.

**MINERALOGY OF CHROMITITES OF MOUNT POKLONNAYA OF THE
KARABASH MASSIF, SOUTH URALS****V.I. Popova¹, E.V. Belogub², M.A. Rassomakhin², V.A. Popov¹, P.V. Khvorov²***South-Ural Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,**¹Ilmeny State Reserve, ²Institute of Mineralogy, Miass,**Chelyabinsk region, 456317 Russia; popov@mineralogy.ru*

Received 28.11.2022, accepted 09.12.2022

Аннотация. Методами оптической и электронной микроскопии изучен минеральный состав хромититов и вмещающих серпентинитов, вскрытых карьером Поклонной Горы на СВ склоне Карабашского серпентинитового массива. В дополнение к ранее установленным самородному осмию и лауриту, впервые для Карабашского массива описано восемь минералов элементов платиновой группы (ЭПГ): изоферроплатина, ирарсит, иридий, налдреттит, купроиридсит, сперрилит, толовкит и эрликманит. Установлено, что ранний магматогенный хромшпинелид представлен магнезиоалюмохромитом, позднемагматические – магнезиохромитом и феррихромитом. Наиболее ранними минералами платиновой группы (МПГ) являются самородные иридий и осмий, которые замещаются сульфидами, арсенидами и стибнидами ЭПГ. С магнезиохромитом ассоциируют самородное золото, некоторые халькогениды МПГ и Ni (герсдорфит, миллерит, пентландит, хизлеводит), халькопирит. С серпентинизацией связаны хроммагнетит, магнетит, самородные железо и никель. Образование карбонатов (кальцита и доломита) и связанных с ними андрадита, галенита, брусита, сепиолита и недиагностированного силиката Ca происходило на поздних этапах серпентинизации. Вторичные минералы Ni (гаспеит, непуит, «гарниерит»), вероятно, завершали процессы минералообразования.

Ключевые слова: Южный Урал, Карабашский массив, хромшпинелиды, минералы элементов группы платины, золото, халькогениды никеля, серпентинизация.

Abstract. Mineral composition of chromitites and host serpentinites from a quarry at Mt. Poklonnaya of the Karabash serpentinite massif is studied using optical and electron microscopy. In addition to previously known native osmium and laurite, eight minerals of platinum group elements (PGE) are found: isoferroplatinum, irarsite, iridium, naldrettite, cuproiridisite, sperrillite, tolovkite and erlichmannite. It is found that magnesioalumochromite is the early magmatic Cr-spinel and magnesiochromite and ferrichromite are late magmatic. The earliest native iridium and native osmium are replaced by PGE sulfides, arsenides and stibnides. Magnesiochromite is associated with native gold, Ni chalcogenides (gersdorffite, millerite, pentlandite, heaslewoodite) and chalcopyrite. The formation of Cr-magnetite, magnetite, native iron, native nickel, galena and barite is related to serpentinization. Carbonates (calcite and dolomite), brucite, andradite, sepiolite and an unidentified Ca-silicate formed at the latest stage of serpentinization. Secondary Ni minerals (gaspeite, nepuite, «garnierite») are most likely the products of the latest mineral-forming process.

Keywords: South Urals, Karabash massif, Cr-spinel, PGE minerals, native gold, Ni chalcogenides, serpentinization.

Введение

Карабашский массив серпентинитов в современном рельефе образует субмеридиональную гряду невысоких гор (с юга на север – гг. Карабаш, Золотая, Поклонная (ранее – Лысая)) и является северным продолжением Таловского серпентинитового массива. Оба массива структурно располагаются в зоне Главного Уральского Глубинного Разлома (ГУГР). В обоих массивах выявлены проявления хромититов, которые ввиду небольших масштабов до сих пор остаются недоразведанными (Мазур и др., 1961ф; Варлаков и др., 1993, Савельев и др., 2008).

Медные руды добывались в районе Карабаша с начала XVIII в., позднее здесь стали разрабатывать россыпное, затем коренное золото; эпизодически добывались и хромиты. По данным партии треста «Уралхимруда» под руководством А.И. Ласькова, учтенные запасы хромитовых руд в Карабашских месторождениях на 1930 г. составляли ~8 тыс. т. К середине XX в. было отработано 29 месторождений с содержанием Cr_2O_3 до 30–40 мас. % во вкрапленных и до 39–50 мас. % в массивных рудах (Мазур и др., 1961ф). Отмечалось преобладание линзообразных тел хромититов протяженностью 3–40 м и мощностью 0.5–10 м, удлинённых вдоль простирания Карабашского массива. В 1990-х гг. отдельные проявления хромитов эпизодически отработывались для нужд Челябинского электрометаллургического комбината. Многочисленными исследователями отмечались находки минералов платиновой группы (МПП) в золотоносных россыпях Миасского района, в том числе и расположенных в Карабашском районе, и ставился вопрос об их источнике (Zaykov et al., 2017, Зайков и др., 2017). Однако данных о содержании элементов платиновой группы (ЭПП) в хромититах Карабашского массива в открытом доступе нет, а минералогия ЭПП практически не изучена (Зайков и др., 2012).

Карабашский массив включает три линзовидных тела аподунит-апогарцбургитовых серпентинитов, залегающих среди метаморфизованных вул-

каногенно-осадочных пород (рис. 1) в зоне ГУГР. Субмеридиональная линза хромититов на северо-восточном склоне Поклонной Горы вскрыта карьером длиной ~50 м в 2005–2006 гг. в 70 м восточнее Поклонного креста с координатами $55^{\circ}47'08''$ с.ш., $60^{\circ}25'29''$ в.д. В 2019 г. в дне карьера еще сохранялась линза хромитита длиной ~7 м при «ширине» до 2 м. К 2021 г. сохранился коренной выход хромитита размером менее 1 м длиной и до 20 см шириной. Характеристика минерального состава хромититов, включая МПП и сопутствующую минерализацию в серпентинитах, и является целью статьи.

Материалы и методы исследования

Для исследования минерального состава хромититов использовано 33 образца, отобранных из отвалов и стенок карьера в 2019 и 2021 гг. Предварительное описание выполнено с использованием стереомикроскопов МБС-10 и Stemi CZ (В.И. Попова, В.А. Попов, М.А. Рассомахин). Для оптико-микроскопического изучения (AxioScope A.1, Е.В. Белогуб) изготовлено 20 аншлифов и два шлифа. Для получения тяжелого концентрата отобраны пробы из вкрапленных руд (~40 кг) и массивных хромититов (~70 кг). Из проб после дробления до –1 мм получен тяжелый концентрат путем отмычки в воде и доводки в бромформе. Из тяжелого концентрата под стереомикроскопом извлечены зерна МПП, из которых после предварительного изучения морфологии изготовлены полированные препараты. Химический состав минералов определен при помощи СЭМ Tescan Vega3 с ЭДС Oxford Instrument X-act, при ускоряющем напряжении 20 кВ и времени набора 120 с (М.А. Рассомахин), микрзерна некоторых минералов диагностированы по ЭД-спектрам. Для хромшпинелидов и серпентинитов получены рентгенограммы (дифрактометр Shimadzu XRD-6000, Cu-анод, графитовый монокроматор, П.В. Хворов). Химический состав вмещающих пород определен классическим методом «мокрой» химии для двух штучных проб (М.Н. Маляренко,

Для цитирования: Попова В.И., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А., Попов В.А., Хворов П.В. Минералогия хромититов Поклонной горы Карабашского массива на Южном Урале. Минералогия, 8(4), 15–33. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-2

For citation: Popova V.I., Belogub E.V., Rassomakhin M.A., Popov V.A., Khvorov P.V. Mineralogy of chromitites of mount Poklonnaya of the Karabash massif, South Urals. Mineralogy, 8(4), 15–33. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-2.

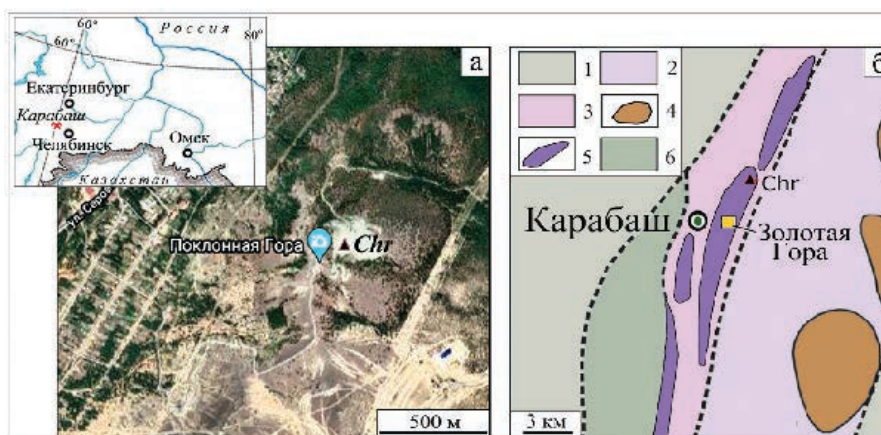


Рис. 1. Географическое положение хромитового карьера (Chr) на Поклонной Горе Карабашского массива (а) и геологическая схема района месторождения Золотая Гора (б).

1 – допалеозойские метаморфические породы зоны Уралтау, Уфалейский блок; 2 – допалеозойские метаморфические породы ильмено-вишневогорского комплекса; 3 – палеозойские вулканогенно-осадочные породы зоны ГУГР (O₂); 4 – диориты, плагиограниты, гранодиориты (O₂); 5 – метагипербазиты дунит-гарцбургитовой формации (O₂); 6 – метагипербазиты дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации (O₃). Схема по Г.Г. Кораблёву и В.И. Ленных (Белогуб и др., 2003), с изменениями.

Fig. 1. Geographical position of chromite quarry (Chr) on Mt. Poklonnaya of the Karabash massif (a) and geological scheme of the Zolotaya Gora deposit (b).

1 – Pre-Paleozoic metamorphic rocks of the Uraltau Zone, Ufaley block; 2 – Pre-Paleozoic metamorphic rocks of the Ilmeny-Vishnevogorsk complex; 3 – Paleozoic volcanosedimentary rocks of the Main Uralian Fault Zone (Middle Ordovician); 4 – diorite, plagiogranite, granodiorite (Middle Ordovician); 5 – metaultramafic rocks of dunite-harzburgite association (Middle Ordovician); 6 – metaultramafic rocks of dunite-wehrlite-clinopyroxenite-gabbro association (Upper Ordovician). Scheme was composed by G.G. Korablev and V.I. Lennykh, modified after (Belogub et al., 2003).

Т.В. Семенова). Все аналитические работы выполнены в Институте минералогии ЮУ ФНИЦ МиГ УрО РАН. Фотографии всех полированных препаратов, использованных в работе, приведены в электронном приложении (ЭП) 1, фотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE), не вошедшие в статью, – в ЭП 2.

После общего описания породообразующих минералов вмещающих пород и хромититов, в статье приведена характеристика второстепенных и редких минералов в соответствии с минералогической классификацией, внутри классов – в алфавитном порядке. Неноменклатурные разновидности минералов при первом упоминании даны курсивом (Кривовичев, 2021). Разновидности хромита даны по (Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Флейшер, 1990). На рисунках использованы следующие аббревиатуры: Brs – брусит, Ca – кальцит, Chr – хромит (все разновидности), Chl – клинохлор, Dol – доломит, Erl – эрликманнит, Grs – герсдорфит, Irs – ирарсит, Mil – миллерит, Mt – магнетит (включая хроммагнетит), Os – осмий, Srp – серпентин.

Результаты исследования

Главные минералы серпентинитов и хромититов

Серпентиниты, вмещающие хромитовую линзу, в основном серовато-зеленые различных оттенков, встречаются коричневатые и белые разновидности. Серпентиниты массивные, иногда пятнистые за счет включений хромшпинелидов и магнетита (рис. 2а), часто рассланцованы. В серпентинитах присутствуют серпентин-карбонатные, карбонатные и хлоритовые прожилки различной мощности (рис. 2б, рис. 3). В карьере среди рассланцованных серпентинитов встречены редкие будины темно-зеленых плотных массивных пород. В одной из будин сохранился контакт серпентинита с массивным хромититом, вблизи которого в серпентините развиты единичные кристаллы доломита (рис. 2в). Химический состав массивных серпентинитов соответствует дуниту (табл. 1), в минеральном составе абсолютно преобладает пластинчатый антигорит и присутствуют прожилки хлорита (рис. 3). В отвале карьера обнаружена деформиро-

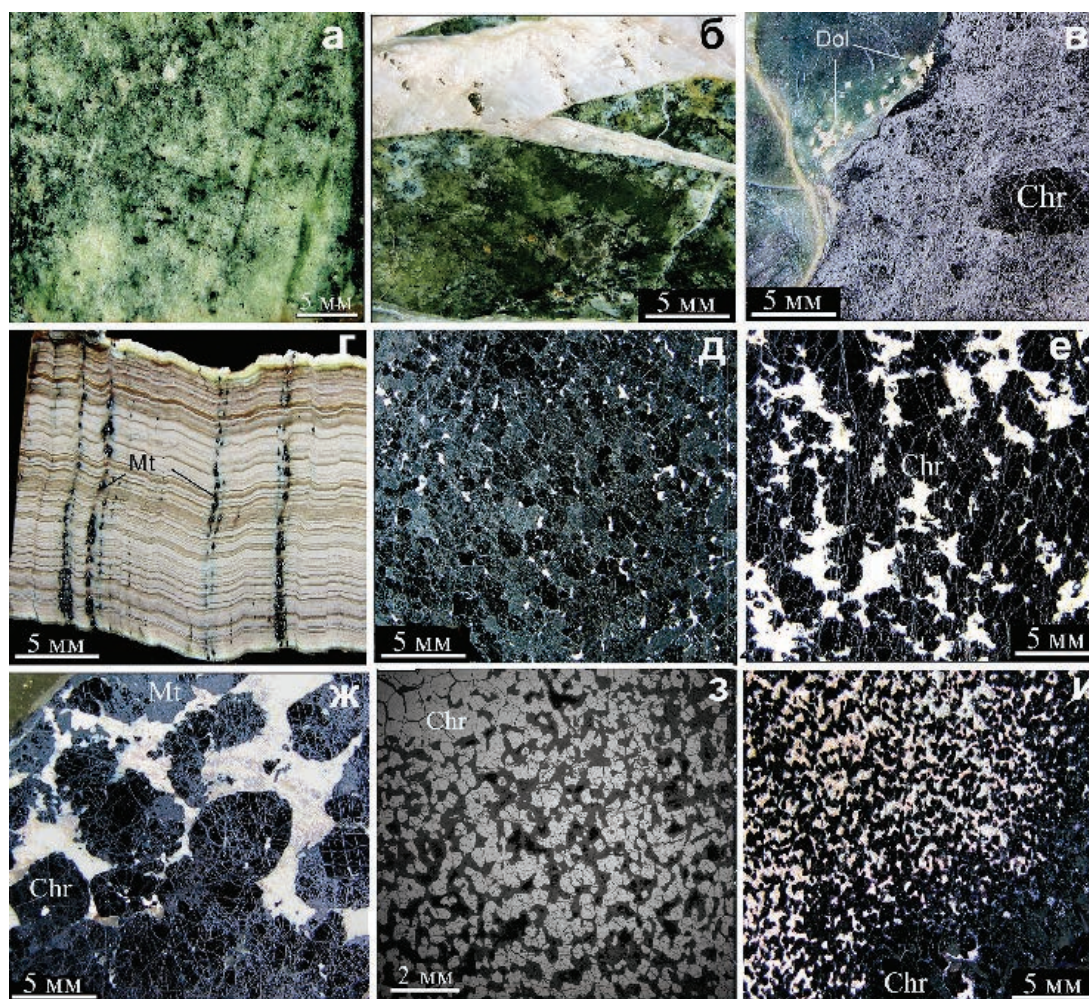


Рис. 2. Текстуры и структуры серпентинитов (а-г) и хромититов: а – массивный серпентинит с вкрапленностью магнетита; б – серпентин-карбонатный прожилок в серпентините; в – контакт массивного хромитита с серпентинитом; г – деформированный прожилок антигорита с магнетитом; д-и – хромититы: д – массивный, е – неравномерно-вкрапленный, ж – нодулярный, з – равномерно-вкрапленный, и – переход массивного во вкрапленный.

а-ж, и – макрофото, з – BSE-фото.

Fig. 2. Structures and textures of serpentinites (a-g) and chromitites: а – massive serpentinite with disseminated magnetite; б – serpentine-carbonate veinlet in serpentinite; в – contact of serpentinite with massive chromitite; г – deformed vein of antigorite with magnetite; д-и – chromitites: д – massive, е – unevenly disseminated, ж – nodular, з – evenly disseminated, и – transition of massive to disseminated chromite.

а-ж, и – macrophoto, з – BSE-image.

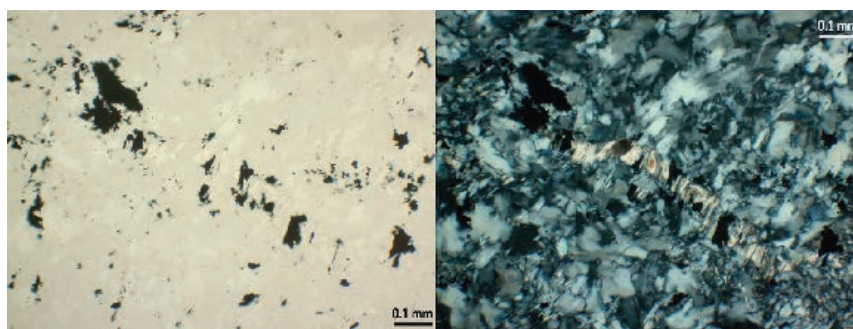


Рис. 3. Аподунитовый серпентинит: агрегат антигорита с включениями магнетита и прожилком хлорита. Проходящий свет. Слева – без анализатора, справа – с анализатором.

Fig. 3. Serpentine after dunite: antigorite aggregate with magnetite inclusion and chlorite vein. Transmitted light. Left – without analyzer, right – with analyzer.

Химический состав аподунитового серпентинита из хромитового карьера Поклонной Горы (мас. %) Таблица 1
Chemical composition of serpentinite after dunite from chromite quarry of Mt. Poklonnaya (wt. %) Table 1

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	FeO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O [*]	ппп	CO ₂	Сумма
1	42.81	<0.05	0.79	1.57	41.62	0.30	0.03	0.07	0.01	0.03	<0.10	12.44	<0.10	99.67
2	37.83	<0.05	0.94	7.90	38.28	2.42	0.11	0.37	0.02	<0.01	0.15	11.68	0.70	99.70

Примечание. Содержание P₂O₅ < 0.05 мас. %.

Note. The P₂O₅ content is < 0.05 wt. %.

Химический состав минералов группы серпентина (1–6) и хлорита (7–9) (мас. %) Таблица 2
Chemical composition of minerals of the serpentine (1–6) and chlorite (7–9) groups (wt. %) Table 2

№ ан.	MgO	FeO	NiO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	H ₂ O*	Сумма
1	39.82	3.87	—	—	1.99	40.30	12.61	98.59
2	41.35	1.72	—	0.59	1.09	42.30	12.84	99.89
3	39.19	4.78	—	2.17	4.06	37.11	12.68	99.99
4	38.92	4.76	—	2.07	3.41	36.84	12.47	98.47
5	41.32	1.47	—	0.61	0.73	41.93	12.71	98.77
6	40.38	1.71	0.32	1.23	1.89	40.72	12.68	98.93
7	36.37	1.31	—	1.41	13.34	33.90	12.70	99.03
8	35.41	0.29	—	6.79	10.35	33.26	13.80	99.90
9	35.59	0.59	—	5.01	13.95	31.78	12.68	99.70
№ ан.	Эмпирические формулы, Σ _{катионов} = 10							
1	(Mg _{5.64} Fe _{0.31} Al _{0.05})Σ _{6.0} (Si _{3.83} Al _{0.17})Σ _{4.0} O ₁₀ (OH) ₈							
2	(Mg _{5.75} Fe _{0.13} Al _{0.07} Cr _{0.04})Σ _{5.99} (Si _{3.95} Al _{0.05})Σ _{4.0} O ₁₀ (OH) ₈							
3	(Mg _{5.50} Fe _{0.34} Cr _{0.16})Σ _{6.0} (Si _{3.50} Al _{0.46} Fe ³⁺ _{0.04})Σ _{4.0} O ₅ (OH) ₄							
4	(Mg _{5.58} Fe _{0.26} Cr _{0.16})Σ _{6.00} (Si _{3.54} Al _{0.38} Fe ³⁺ _{0.08})Σ _{4.0} O ₅ (OH) ₄							
5	(Mg _{5.80} Fe _{0.12} Cr _{0.05} Al _{0.03})Σ _{6.0} (Si _{3.95} Al _{0.05})Σ _{4.0} O ₁₀ (OH) ₈							
6	(Mg _{5.69} Fe _{0.14} Cr _{0.09} Al _{0.06} Ni _{0.02})Σ _{6.0} (Si _{3.85} Al _{0.15})Σ _{4.0} O ₁₀ (OH) ₈							
7	Mg ₅ (Al _{0.68} Cr _{0.11} Mg _{0.11} Fe _{0.10})Σ _{1.00} [(Al _{0.80} Si _{3.20} O ₁₀)(OH) ₈							
8	Mg ₅ (Cr _{0.52} Al _{0.37} Mg _{0.08} Fe _{0.02})Σ _{0.99} [(Al _{0.80} Si _{3.20} O ₁₀)(OH) ₈							
9	Mg ₅ (Al _{0.56} Cr _{0.38} Fe _{0.04} Mg _{0.02})Σ _{1.00} [(AlSi ₃ O ₁₀)(OH) ₈							

Примечание. H₂O* рассчитано по стехиометрии. Прочерк — компонент не обнаружен.

Note: H₂O* is calculated by stoichiometry. Dash — not detected

ванная жила мощностью около 2 см, состоящая из около 140 тонких нерегулярно чередующихся белых, светло-коричневых и коричневых зон антигорита с секущими поперечными жилками тонкозернистого магнетита (рис. 2г) и единичными микро-включениями брусита и галенита. В серпентинитах незначительно развито ожелезнение по трещинам.

В минеральном составе серпентинитов Карабашского массива и Поклонной Горы ранее опико-микроскопическими методами были установлены преобладающий **антигорит** и более редкие **лизардит** и **хризотил** (Мазур и др., 1961ф, Варлаков, 1993; Спиридонов, Плетнев, 2002; Бажин и др., 2010). По составу минералы группы серпентина различаются содержаниями Al₂O₃, FeO, Cr₂O₃ и NiO, что послужило основанием для условного

отнесения серпентина к определенному минеральному виду. Минимальное количество примесей свойственно антигориту (табл. 2, ан. 1, 2), максимальное количество железа и хрома предполагается для хризотила (табл. 2, ан. 3, 4). Главные отражения рентгенограммы антигорита (ЭП 1, обр. 2): (d, Å; I, %): 7.305 (100) и 3.634 (82). Для лизардита и хризотила характерно смещение первого базального отражения в малоугловую область до 7.33 Å (ЭП 1, обр. 12).

Хлорит развит, преимущественно, в интерстициях хромшпинелидов в массивных хромититах, где он образует агрегаты с серпентином. Реже хлорит образует прожилки и включения в серпентините (рис. 2, ЭП 1, обр. 3–6, 9–11, 13, 17). Химический состав хлорита соответствует **клинохлору**

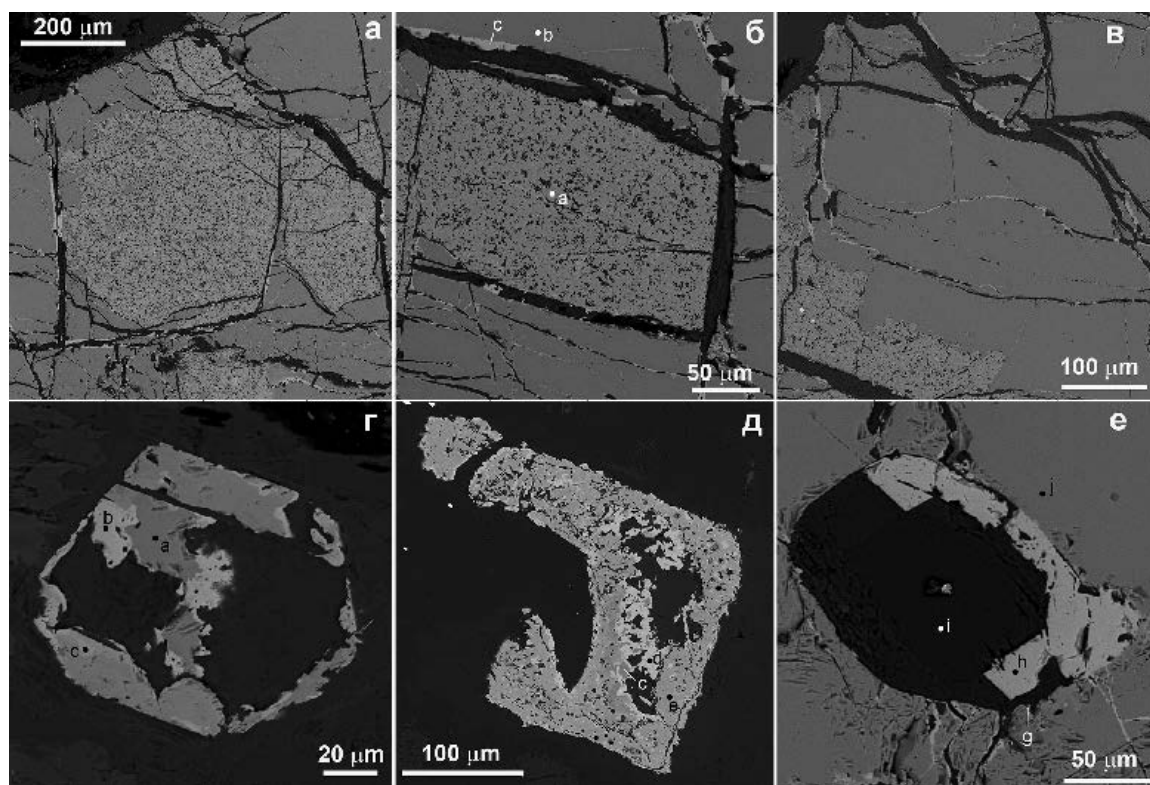


Рис. 4. Морфологические разновидности хромшпинелидов: а–в – массивный хромит-1 и пористый хромит-2 в массивных хромититах; г – скелетный кристалл хромита-1 (а), замещаемый хромитом-2 (с) и хроммагнетитом (б), в хлорит-серпентиновом агрегате, д – скелетный кристалл хромита-1 (с), замещенный хромитом-2 (е) и хроммагнетитом (г); е – кристаллы хроммагнетита (h), растущие во включении серпентина (i) в массивном хромите-1 (j) с включением лаурита (g).

Здесь и далее: буквы в скобках – точка анализа.

Fig. 4. Types of Cr-spinels: а–в – massive chromite-1 and porous chromite-2 in massive chromitite; г – skeletal chromite-1 crystal (a) replaced by chromite-2 (c) and Cr-magnetite (b) in chlorite-serpentine aggregate; д – skeletal chromite-1 crystal (c) replaced by chromite-2 (e) and Cr-magnetite (g); е – Cr-magnetite crystals (h) in serpentine inclusion (i) in massive chromite-1 (j) with laurite inclusion (g).

Hereinafter: letters in parentheses – analytical point.

$\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ и характеризуется небольшими примесями FeO и Cr_2O_3 (табл. 2, ан. 8, 10). Розовато-фиолетовый кеммерерит с содержанием Cr_2O_3 6.79 мас. % (табл. 2, ан. 9) встречен в виде тонкой просечки в хромитите.

Хромититы характеризуются разнообразными текстурами, среди которых преобладают массивная (рис. 2д), пятнистая и неясно-полосчатая (рис. 2е), встречается нодулярная (рис. 2ж), равномерная густо-вкрапленная (рис. 2з). Хромшпинелиды занимают 30–70 % площади сечений исследованных образцов. Массивные и вкрапленные хромититы могут постепенно переходить друг в друга (рис. 2и). Структура массивных хромититов разномасштабная, гипидиоморфнозернистая, образована зернами хромшпинелидов размером от

1–2 мм до 5–20 мм, интерстиции которых заполнены преимущественно минералами группы серпентина и клинохлором и в меньшей степени карбонатами (кальцитом, доломитом). Редко встречаются Cr-содержащий клинохлор (кеммерерит), Ni-содержащий серпентин (непуит), андрадит, брусит, а также редкие карбонаты и сульфаты Ni и гидроксиды Fe.

В массивных хромититах выделяется две морфологические разновидности хромшпинелида – плотный хромит-1 и пористый хромит-2 (рис. 4). Взаимоотношения между ними не всегда однозначны (рис. 4а, б), однако иногда хромит-2 замещает хромит-1 (рис. 4в). Обе разновидности замещаются хроммагнетитом по трещинам и контактам между зернами (рис. 4б, в). С хромитом-2 и хроммагнети-

том часто ассоциирует хлорит (ЭП 2). К контактам зерен хромита-1 и хромита-2, хромита-1 и хроммагнетита, хромита и силикатных минералов приурочены редкие включения сульфидов Ni, Cu и ЭПГ. В трещинах в хромите в ассоциации с серпентином встречаются самородные железо и никель. Единичное включение самородного золота обнаружено в хромите-2.

Вкрапленные хромититы содержат субгедральные, иногда скелетные кристаллы хромита-1, частично (рис. 4г) или полностью (рис. 4д) замещенные хромитом-2 и хроммагнетитом. Хроммагнетит может образовывать, помимо псевдоморфоз по хромиту, собственные идиоморфные кристаллы (рис. 4е).

Химический состав хромита-1 соответствует **алюмохромиту** (магнезиоалюмохромиту, #Mg 0.70–0.77, #Cr 0.68–0.75), хромита-2 – **магнезиохромиту** (#Mg 0.67–0.71, #Cr 0.83–89) и **феррихромиту** (#Mg 0.63–0.45, #Cr 0.97–1.00). Содержания Al_2O_3 закономерно снижаются от магнезиоалюмохромита к феррихромиту, при этом возрастают магнезиальность и хромистость. В магнезиоалюмохромите иногда присутствуют незначительные примеси MnO, ZnO и SiO_2 , в магнезиохромите – SiO_2 , в феррихромите – SiO_2 , TiO_2 , ZnO, NiO и MnO (табл. 2). Для хроммагнетита характерны примеси MgO и NiO, редко – Al_2O_3 , для магнетита – Cr_2O_3 , MgO, MnO. Результаты анализов и эмпирические формулы хромшпинелидов и магнетита приведены в таблице 3.

Редкие минералы хромититов и серпентинитов

Простые элементы выявлены в виде редких мелких включений или тонких жилок в хромшпинелидах, а также в тяжелом концентрате, полученном из сплошных и вкрапленных хромититов.

Самородные железо и никель в ассоциации с серпентином выявлены в тонких жилках, секущих магнезиоалюмохромит (рис. 5а), частично замещенный магнезиохромитом и хроммагнетитом. Размеры выделений самородных металлов не превышают первых микрометров. Микрозерна самородного никеля выявлены также в тяжелом концентрате. Состав самородного железа (мас. %): Fe 94.81, Cr 4.19, Mn 0.79, Σ 99.79, отвечает формуле $Fe_{0.95}Cr_{0.04}Mn_{0.01}$. Самородный никель содержит (мас. %) Ni 93.23, Cr 2.71, Fe 2.50, Zn 0.98 (Σ 99.42), эмпирическая формула $Ni_{0.93}Cr_{0.03}Fe_{0.03}Zn_{0.01}$.

Самородное золото размером ~4.5 мкм (рис. 5б) встречено в виде единичного включения в магнезиохромите из нодулярного хромитита (ЭП 1, препарат 6). Примеси в его составе не обнаружены.

Самородные платиноиды в виде отдельных мелких зерен или сростков выявлены только в тяжелом концентрате. **Сплав Pt-Fe**, состав которого соответствует **изоферроплатине** Pt_3Fe , найден в виде единичного зерна размером 200 мкм (рис. 5в) в тяжелом концентрате из вкрапленных руд. Состав сплава (мас. %): Pt 90.17, Pd 1.0, Fe 8.83, Σ = 99.42 соответствует формуле $(Pt_{2.94}Pd_{0.06})_{3.00}Fe_{1.00}$.

Самородный иридий с существенной примесью осмия (осмирид, невянскийит) составляет центральную часть свободного зерна (рис. 5г) с краевыми зонами самородного осмия, каймой ирарсита и микровключениями купроиридита и толовкита. Также самородный иридий (рис. 5е) встречен в центральной зоне зерна самородного осмия в сростке с купроиридситом, толовкитом, ирарситом и эрликманитом. Химический состав обоих зерен самородного иридия близок (мас. %): Ir 63.11–63.59; Os 35.30–35.16; Ru 1.20–1.02; Fe 0.23–0.17; Σ 99.84–99.94, формулы $Ir_{0.62}Os_{0.35}Ru_{0.02}Fe_{0.01}$ и $Ir_{0.63}Os_{0.35}Ru_{0.02}Fe_{0.01}$, соответственно.

Самородный осмий с примесью иридия (иридосмин, сысертскит) образует краевую зону вокруг самородного иридия (рис. 5г), характеризуется составом (мас. %): Os 51.17, Ir 45.99, Fe 1.56, Ni 0.79, Ru 0.46, Σ 99.97 с формулой $Os_{0.49}Ir_{0.43}Fe_{0.05}Ni_{0.02}Ru_{0.01}$. Другое зерно самородного осмия (рис. 5д, е) образует волокнистым агрегатом эрликманита с «коркой» ирарсита и толовкита (рис. 5е). Состав самородного осмия из этого агрегата (рис. 5е) (мас. %): Os 55.73, Ir 43.09, Ru 0.96, Fe 0.23, Σ 100.01, формула $Os_{0.55}Ir_{0.42}Ru_{0.02}Fe_{0.01}$.

Халькогениды цветных металлов и ЭПГ представлены сульфидами, сульфоарсенидами, стибнидами и встречены в виде редких мелких и тонких включений в хромшпинелидах, преимущественно, на контакте зерен хромшпинелидов, на контакте хромита с силикатами, а также в серпентине, хлорите, редко – в агрегатах карбонатов с хлоритом или серпентином.

Галенит PbS в тонком сростке с баритом диагностирован по ЭД-спектру в агрегате магнетита из тонкозональной жилы серпентина (ЭП 1, обр. 2) (рис. 6).

Герсдорфит NiAsS образует тонкие включения размером до 2 мкм в миллерите, иногда в виде

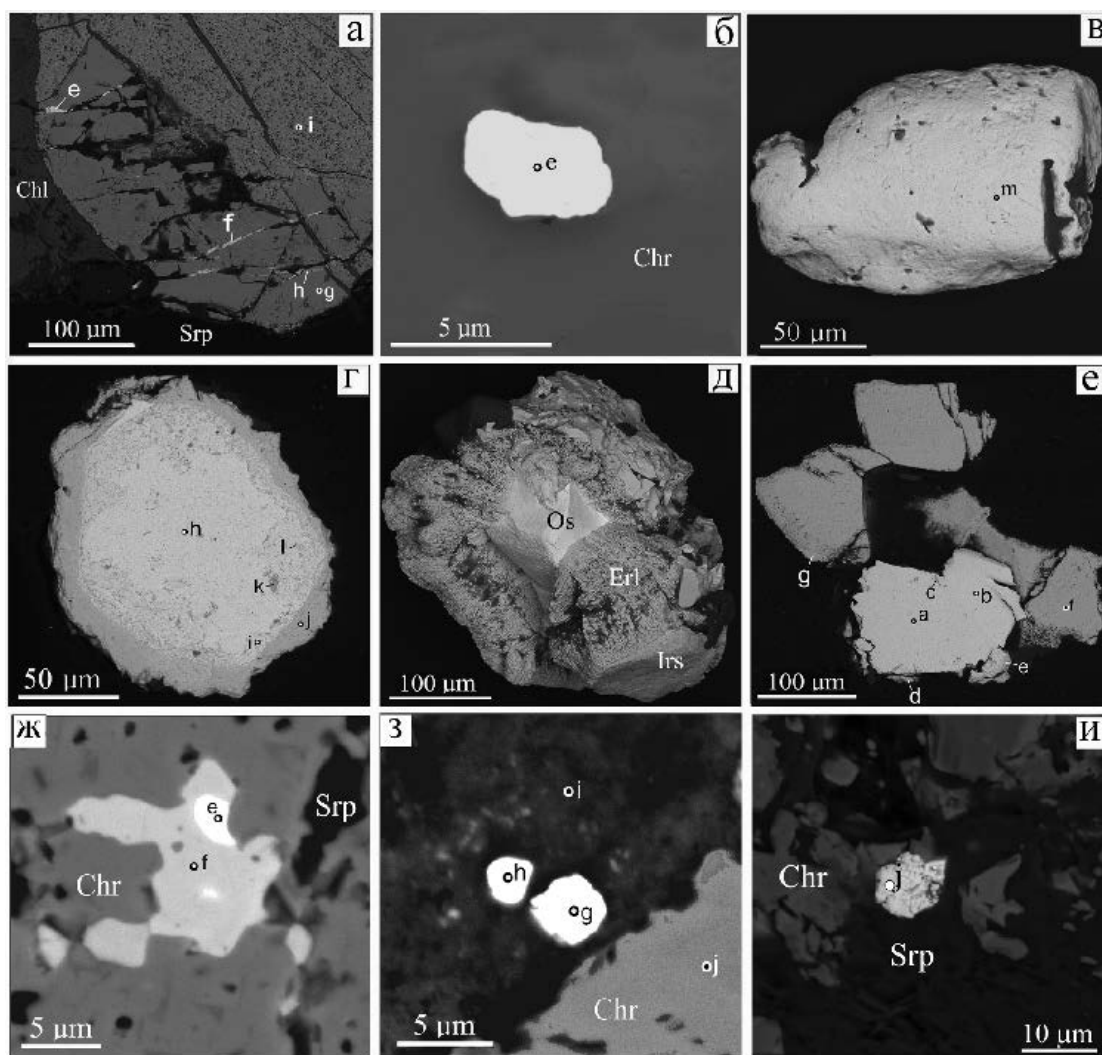


Рис. 5. Морфология самородных металлов и минералов благородных металлов: а – прожилки самородных железа (f) и никеля (e) в магнезиохромите (g); б – самородное золото (точка e в магнезиохромите (Chr)); в – изоферроплатина (m); г – иридий (h) с краевыми зонами самородного осмия (i), каймой ирарсита (j) и включениями купроиридсита (k) и толовкита (l); д – агрегат самородного осмия (Os), эрликманита (Erl) и ирарсита (Irs); е – сечение агрегата (д) с самородными иридием (a) и осмием (b), купроиридситом (c), толовкитом (d), ирарситом (e, g) и эрликманитом (f); ж – лаурит (e) и миллерит (f) в магнезиохромите; з – эрликманит (h) и ирарсит (g) в серпентине с карбонатами (i); и – эрликманит (j) на контакте магнезиохромита и серпентина.

Здесь и на рис. 8–11, BSE-фото.

Fig. 5. Morphology of native metals and precious metal minerals: a – veins of native iron (f) and native nickel (e) in magnesiochromite (g); б – native gold (e); в – isoferroplatinum (m); г – native iridium (h) with marginal zones of native osmium (i), rim of irarsite (j) and inclusions cuproiridsite (k) and tolovkite (l); д – native osmium aggregate with erlichmanite and irarsite intergrowths; е – section of the aggregate (д) with native iridium (a), native osmium (b), cuproiridsite (c), tolovkite (d), irarsite (e, g) and erlichmanite (f); ж – laurite (e) and millerite (f) in magnesiochromite; з – erlichmanite (h) and irarsite (g) in serpentine with carbonates (i); и – erlichmanite (j) at the contact of magnesiochromite and serpentine.

Here and in Figs. 8–11 – BSE-photo.

«цепочек» по зоне роста (рис. 7), изредка ассоциирует с халькопиритом (рис. 9б). Диагностирован по ЭД-спектру (рис. 9б).

Ирарсит IrAsS встречается в виде кайм мощностью до 20 мкм вокруг зональных зерен само-

родных иридия и осмия, извлеченных в тяжелый концентрат (рис. 5г–е), а также в виде тонких выделений в карбонат-хлоритовом (рис. 5з) и серпентин-хлоритовом агрегатах. В составе ирарсита присутствуют Ru, Ni, Sb, Cr, Rh (табл. 4, ан. 1–5).

Таблица 3

Table 3

Химический состав хромшпиннелидов и магнетита (мас. %)

Chemical compositions of Cr-spinels and magnetite (wt. %)

№ п/п	№ обр. (прил. 1)	MgO	FeO*	MnO	ZnO	NiO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Сумма	Формулы, Σ катионов = 3
Магнезиоаломохромит											
1	1	15.20	16.02	2.93	1.63	—	43.81	19.72	0.11	99.81	(Mg _{0.70} Fe _{0.19} Mn _{0.08} Zn _{0.04}) _{Σ1.01} (Cr _{1.07} Al _{0.72} Fe ³⁺ _{0.20} Y _{0.01}) _{Σ2.0} O ₄
2	3	15.09	13.91	—	—	—	55.72	14.46	—	99.18	(Mg _{0.71} Fe _{0.29}) _{Σ1.0} (Cr _{1.39} Al _{0.54} Fe ³⁺ _{0.07}) _{Σ2.0} O ₄
3	3	14.61	13.21	—	—	—	56.72	14.58	—	99.12	(Mg _{0.69} Fe _{0.30}) _{Σ0.99} (Cr _{1.42} Al _{0.51} Fe ³⁺ _{0.04}) _{Σ2.0} O ₄
4	7	15.92	12.38	—	—	—	57.73	13.28	—	99.31	(Mg _{0.75} Fe _{0.25}) _{Σ1.00} (Cr _{1.37} Al _{0.49} Fe ³⁺ _{0.07}) _{Σ2.0} O ₄
5	15	14.92	12.86	1.29	—	—	57.36	13.58	—	100.01	(Mg _{0.70} Fe _{0.27} Mn _{0.03}) _{Σ1.0} (Cr _{1.43} Al _{0.50} Fe ³⁺ _{0.06}) _{Σ1.99} O ₄
6	16	16.61	12.34	—	—	—	55.43	14.82	—	99.20	(Mg _{0.77} Fe _{0.23}) _{Σ1.0} (Cr _{1.37} Al _{0.55} Fe ³⁺ _{0.08}) _{Σ2.0} O ₄
Магнезиохромит											
7	2	13.48	12.48	—	—	—	69.83	3.83	—	99.62	(Mg _{0.67} Fe _{0.33}) _{Σ1.00} (Cr _{1.84} Al _{0.15} Fe ³⁺ _{0.01}) _{Σ2.0} O ₄
8	5	13.59	14.05	—	—	—	70.21	1.65	—	99.50	(Mg _{0.68} Fe _{0.33}) _{Σ1.01} (Cr _{1.87} Al _{0.07} Fe ³⁺ _{0.06}) _{Σ2.0} O ₄
9	5	15.35	10.90	—	—	—	65.08	7.90	0.23	99.46	(Mg _{0.74} Fe _{0.26}) _{Σ1.00} (Cr _{1.66} Al _{0.30} Fe ³⁺ _{0.03}) _{Σ1.99} O ₄
10	6	13.49	16.12	—	—	—	68.69	0.93	—	99.23	(Mg _{0.68} Fe _{0.32}) _{Σ1.00} (Cr _{1.84} Fe ³⁺ _{0.12} Al _{0.04}) _{Σ2.0} O ₄
11	10	13.91	11.76	—	—	—	72.40	1.18	0.14	99.60	(Mg _{0.70} Fe _{0.30}) _{Σ1.00} (Cr _{1.92} Al _{0.05} Fe ³⁺ _{0.01} Ti _{0.01} Si _{0.01}) _{Σ2.0} O ₄
12	9	12.59	15.46	—	—	—	67.56	3.68	—	99.29	(Mg _{0.63} Fe _{0.37}) _{Σ1.00} (Cr _{1.79} Al _{0.15} Fe ³⁺ _{0.06}) _{Σ2.0} O ₄
Феррихромит											
13	8	5.98	46.16	6.19	0.74	0.55	36.19	0.64	0.18	96.63	(Fe _{0.43} Mg _{0.33} Mn _{0.20} Zn _{0.02} Ni _{0.02}) _{Σ1.0} (Cr _{1.07} Fe ³⁺ _{0.90} Al _{0.03}) _{Σ2.0} O ₄
14	11	6.13	45.39	6.54	0.68	0.33	36.72	—	0.23	96.02	(Fe _{0.42} Mg _{0.34} Mn _{0.21} Zn _{0.02} Ni _{0.01}) _{Σ0.90} (Cr _{1.05} Fe ³⁺ _{0.81}) _{Σ2.0} O ₄
15	13	6.49	48.23	—	—	0.84	39.81	1.00	0.18	96.55	(Fe _{0.64} Mg _{0.35}) _{Σ0.99} (Cr _{1.14} Fe ³⁺ _{0.82} Al _{0.04}) _{Σ2.0} O ₄
16	15	7.99	40.83	2.25	—	—	45.50	1.64	—	98.21	(Fe _{0.58} Mg _{0.42}) _{Σ1.0} (Cr _{1.28} Fe ³⁺ _{0.57} Al _{0.07} Mn _{0.07}) _{Σ1.99} O ₄
Хроммагнетит											
17	4	6.28	63.91	—	—	1.50	22.92	0.34	0.08	95.03	(Fe _{0.59} Mg _{0.37} Ni _{0.04}) _{Σ1.00} (Fe ³⁺ _{1.23} Cr _{0.76} Si _{0.01}) _{Σ2.0} O ₄
18	5	6.64	62.32	—	—	1.22	24.27	0.47	—	95.11	(Fe _{0.59} Mg _{0.36} Ni _{0.05}) _{Σ1.00} (Fe ³⁺ _{1.30} Cr _{0.69} Al _{0.02}) _{Σ2.0} O ₄
19	6	5.53	66.02	—	—	1.31	21.82	—	—	94.68	(Fe _{0.59} Mg _{0.37} Ni _{0.04}) _{Σ1.00} (Fe ³⁺ _{1.24} Cr _{0.73} Al _{0.02} Ti _{0.01}) _{Σ2.0} O ₄
20	7	6.26	64.12	—	—	0.88	23.57	—	0.06	94.89	(Fe _{0.63} Mg _{0.32} Ni _{0.04}) _{Σ0.99} (Fe ³⁺ _{1.34} Cr _{0.66}) _{Σ2.0} O ₄
21	9	6.62	61.48	—	—	1.23	25.47	—	0.18	94.98	(Fe _{0.62} Mg _{0.36} Ni _{0.03}) _{Σ1.01} (Fe ³⁺ _{1.29} Cr _{0.71}) _{Σ2.0} O ₄
22	14	5.25	65.48	—	—	1.09	22.92	—	—	94.74	(Fe _{0.68} Mg _{0.29} Ni _{0.03}) _{Σ1.00} (Fe ³⁺ _{1.33} Cr _{0.67}) _{Σ2.0} O ₄
Магнетит											
23	1	2.72	87.34	—	—	1.09	1.42	—	—	92.57	(Fe _{0.80} Mg _{0.16} Ni _{0.04}) _{Σ1.00} (Fe ³⁺ _{1.95} Cr _{0.05}) _{Σ2.0} O ₄
24	2	2.04	88.68	0.55	—	1.16	—	—	—	92.43	(Fe _{0.82} Mg _{0.12} Ni _{0.04} Mn _{0.02}) _{Σ1.00} Fe ³⁺ _{2.00} O ₄
25	11	2.86	87.49	0.44	—	1.00	1.26	—	0.14	93.19	Fe _{0.78} Mg _{0.17} Ni _{0.03} Mn _{0.02}) _{Σ1.00} (Fe ³⁺ _{1.96} Cr _{0.04}) _{Σ2.0} O ₄
26	12	3.16	88.28	0.51	—	0.91	0.35	—	—	93.21	(Fe _{0.79} Mg _{0.18} Ni _{0.03} Mn _{0.02}) _{Σ1.02} (Fe ³⁺ ₂ Cr _{0.10}) _{Σ2.0} O ₄
27	12	3.49	83.35	1.02	—	1.35	3.55	—	—	92.76	(Fe _{0.73} Mg _{0.20} Ni _{0.04} Mn _{0.03}) _{Σ1.0} (Fe ³⁺ _{1.89} Cr _{0.11}) _{Σ2.0} O ₄
28	15	2.39	81.14	—	—	1.24	10.01	—	—	94.78	(Fe _{0.82} Mg _{0.14} Ni _{0.04}) _{Σ1.00} (Fe ³⁺ _{1.69} Cr _{0.31}) _{Σ2.0} O ₄

Примечание. В анализах дополнительно определены (мас. %): TiO₂ 0.21 (ан. 11) и 0.19 (ан. 19); V₂O₅ 0.39 (ан. 1). Количество Fe³⁺ в формулах рассчитано по стехиометрии.

Note. The analysis also contain (wt. %): TiO₂ 0.21 (an. 11) and 0.19 (an. 19); V₂O₅ 0.39 (an. 1). The Fe³⁺ amount in formulas is calculated by stoichiometry.

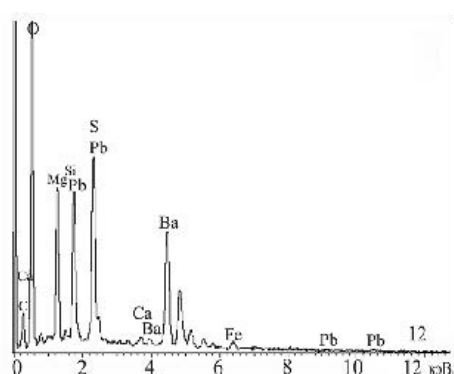


Рис. 6. ЭД-спектр галенита с баритом в серпентине.

Fig. 6. ED-spectrum of galena with barite in serpentine.

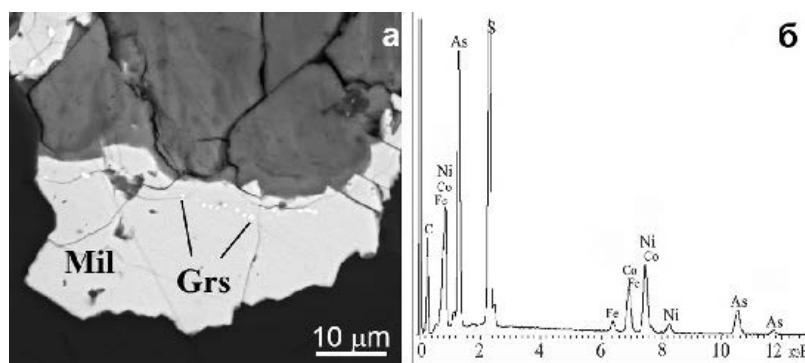


Рис. 7. Включения герсдорфита в миллерите, частично замещенном «гарниеритом», в серпентините: а – BSE-фото; б – ЭД-спектр герсдорфита.

Fig. 7. Inclusions of gersdorffite in millerite partly replaced by «garnierite» in serpentine: а – BSE-photo; б – ED-spectrum of gersdorffite.

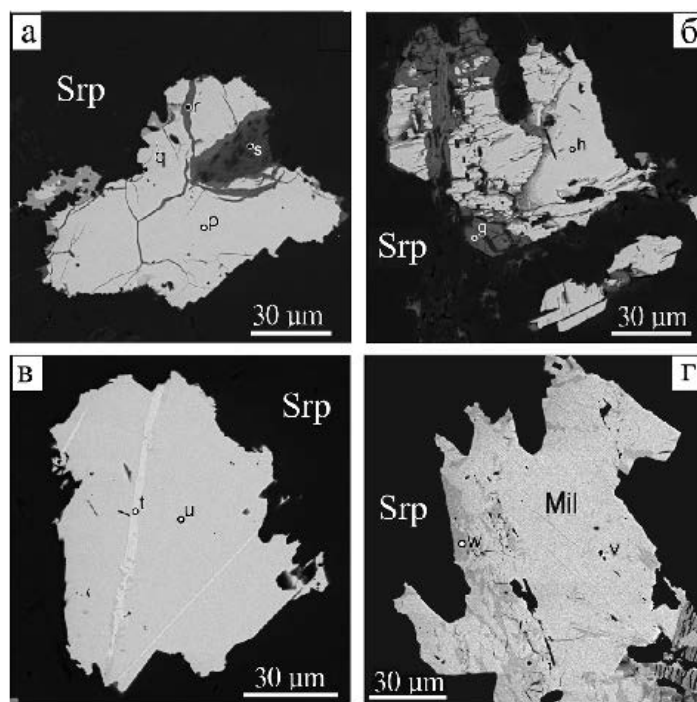


Рис. 8. Миллерит (р, h, u) и ассоциирующие с ним минералы: а – налдреттит (q), непутит (s) и параотуэйит (r); б – гапсепит (g); в – хизлевудит (t), г – сперриллит (v) и пентландит (w).

Fig. 8. Millerite (p, h, u) and associated minerals: а – naldrettite (q), nepuhte (s) and paraotwayite (r); б – gaspeite (g); в – heazlewudite (t), г – sperrillite (v) and pentlandite (w).

Купроиридсит CuIr_2S_4 в виде единичных субмикронных зерен встречен на контакте самородных иридия с осмием в двух зональных агрегатах МПП из тяжелого концентрата, (рис. 5г, е). В составе купроиридсита присутствует примесь Ni (табл. 4, ан. 13, 14).

Лаурит RuS_2 выявлен в виде кристаллов и субгедральных зерен размером до 15 мкм, приуроченных к контактам между хромшпинелидами

и хроммагнетитом, включений в миллерите (рис. 5ж), а также в ассоциации с ирарситом в агрегатах клинохлора и серпентина, иногда с карбонатами, в хромитите (ЭП 1, обр. 5а, 15). В составе зерен лаурита отмечены примеси Os, Ir, Fe, Ni, Cr и As (табл. 4, ан. 6–9).

Миллерит NiS в виде включений до 50–150 мкм встречен преимущественно в серпентините (рис. 8), магнезиохромите, на контакте алю-

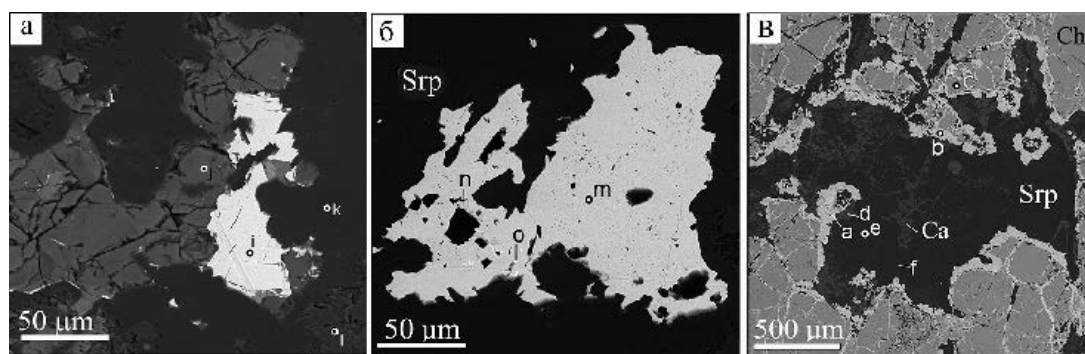


Рис. 9. Акцессорные сульфиды в хромититах: а – пентландит (i), замещенный «гарниеритом» (j) в серпентине (k) с реликтами форстерита (l); б – включения халькопирита (n) и герсдорфита (o) в миллерите (m); в – халькозин (a) на контакте хроммагнетита с агрегатом серпентина и кальцита.

Fig. 9. Accessory sulfides in chromitites: а – pentlandite replaced by «garnierite» (j) in serpentine (k) with relict forsterite (l); б – chalcopyrite (n) and gersdorffite (o) in millerite (m); в – chalcocite at the contact of Cr-magnetite with serpentine and calcite aggregate.

момагнезиохромита и магнезиохромита. В относительно крупных зернах миллерита выявлены включения хизлевудита, герсдорфита, халькопирита, лаурита, сперрилита, налдреттита, пентландита. Состав миллерита приведен в таблице 5. Иногда по трещинам миллерит замещен вторичными минералами Ni – «гарниеритом», непуитом, гаспеитом и сульфатом, близким к параотуэиту (рис. 7а, б).

Налдреттит Pd_2Sb найден в виде единичного субмикронного включения в миллерите (рис. 8а) среди магнетит-карбонат-серпентинового агрегата (ЭП 1, обр. 12) и характеризуется составом, соответствующим стехиометрической формуле (табл. 4, ан. 15).

Пентландит $(Ni,Fe)_9S_8$ образует зерна сложной формы размером до 80 мкм, преимущественно в хлорит-серпентиновом агрегате (рис. 9а), реже – включения в миллерите (рис. 8г) в хлорит-серпентиновом агрегате с карбонатами (ЭП 2, обр. 12). Пентландит часто замещается силикатами Ni («гарниеритом», рис. 9а). В составе пентландита присутствует Co (табл. 5)

Сперрилит $PtAs_2$ найден в виде единичного субмикронного включения в миллерите (рис. 8г, ЭП 2, обр. 12). В составе сперрилита с подсветкой миллерита определены (мас. %): Pt 18.84; Ni 33.53; Fe 2.53; Co 1.28; As 21.54; S 22.47; Σ 100.19, где расчетная доля сперрилита составила ~42.8 % с приближительной формулой $(Pt_{0.67}Fe_{0.32})_{0.99}As_{2.00}$ ($\Sigma_{\text{анионов}} = 2$).

Толовкит $IrSbS$ выявлен в виде субмикронного включения на контакте самородных иридия и осмия в зональном агрегате из тяжелого концентрата (рис. 5г, е). Толовкит ассоциирует с ирарситом, купроиридситом и эрликманитом. В составе толовкита присутствует As (табл. 4, ан. 16, 17).

Халькозин Cu_2S в ассоциации с хроммагнетитом (ЭП 2, обр. 3), образует каймы вокруг магнезиохромита. Состав халькозина (мас. %): Cu 68.82; Fe 8.58; Cr 1.57; S 20.77; Σ 99.74; эмпирическая формула $(Cu_{1.66}Fe_{0.23}Cr_{0.05})_{1.94}S_1$ ($\Sigma_{\text{анионов}} = 1$), где примеси Fe и Cr обусловлены захватом хроммагнетита (рис. 9в).

Халькопирит $CuFeS_2$ в виде включений размером 1–7 мкм встречен в миллерите (рис. 9б). Состав халькопирита (мас. %): Cu 33.40; Fe 28.96; Ni 1.92; S 34.12; Σ 98.40, отвечает формуле $(Cu_{0.99}Fe_{0.97}Ni_{0.06})_2S_2$ ($\Sigma_{\text{анионов}} = 2$). Примесь Ni, вероятно, обусловлена подсветкой миллерита.

Хизлевудит Ni_3S_2 выявлен в виде тонких (1–3 мкм) пластинчатых вростков длиной 30–60 мкм в миллерите (рис. 8в) среди хлорит-серпентинового агрегата с карбонатами (ЭП 1, обр. 12). Состав хизлевудита приведен в таблице 5.

Эрликманит OsS_2 встречен в ассоциации с ирарситом, купроиридситом и толовкитом в виде каймы вокруг зонального агрегата самородных иридия и осмия из тяжелого концентрата (рис. 5д, е). Эрликманит также встречен в ассоциации с ирарситом (рис. 5з) и в виде неоднородного выделения в хлорит-серпентиновом агрегате с вкрапленным хромитом. В составе эрликманита присутствуют примеси Ir, As, Ru, Ni, иногда – Fe и Cr, вероятно из-за подсветки хромшпинелида (табл. 4, ан. 10–12).

Гидроксиды в исследованных образцах встречались редко и представлены бруситом и лимонитом. **Брусит** $Mg(OH)_2$ обнаружен в карбонат-серпентиновом агрегате в виде скоплений размером до 200 мкм (ЭП 2, обр. 8) на контакте агрегатов маг-

Таблица 4

Table 4

Химический состав халькогенидов элементов платиновой группы (мас. %)

Chemical compositions of chalcogenides of platinum group elements (wt. %)

№ п/п	Os	Ir	Ru	Rh	Pd	Ni	Fe	Cu	S	As	Sb	Cr	Σ	Формула
Ирарсит ($\Sigma_{\text{катионов}} = 3$)														
1	—	61.30	—	—	—	—	—	—	10.52	21.53	6.23	—	99.58	$\text{Ir}_{0.97}(\text{As}_{0.87}\text{Sb}_{0.16}\text{S}_{1.00})_{\Sigma 2.03}$
2	—	62.26	0.91	—	—	—	—	—	11.06	24.28	1.5	—	100.01	$(\text{Ir}_{0.95}\text{Ru}_{0.03})_{\Sigma 0.98}(\text{As}_{0.95}\text{Sb}_{0.04}\text{S}_{1.01})_{\Sigma 2}$
3	—	60.51	—	—	—	1.13	—	—	11.29	23.85	3.01	—	99.79	$(\text{Ir}_{0.91}\text{Ni}_{0.06})_{\Sigma 0.97}(\text{As}_{0.92}\text{Sb}_{0.07}\text{S}_{1.01})_{\Sigma 2}$
4	—	59.46	2.77	—	—	—	—	—	11.75	26.02	—	—	100.0	$(\text{Ir}_{0.87}\text{Ru}_{0.08})_{\Sigma 0.95}(\text{S}_{1.03}\text{As}_{0.97})_{\Sigma 2.00}$
5	—	54.73	2.75	1.26	—	1.72	—	—	11.73	25.14	—	1.73	99.46	$(\text{Ir}_{0.81}\text{Cr}_{0.09}\text{Ni}_{0.08}\text{Ru}_{0.08}\text{Rh}_{0.03}\text{Fe}_{0.02})_{\Sigma 1.11}(\text{As}_{0.96}\text{S}_{1.04})_{\Sigma 2.2}$
Лаврит ($\Sigma_{\text{катионов}} = 2$)														
6	4.60	0.46	55.64	—	—	—	—	—	35.42	3.88	—	—	100.0	$(\text{Ru}_{0.95}\text{Os}_{0.05}\text{Ir}_{0.02})_{\Sigma 1.02}(\text{S}_{1.91}\text{As}_{0.09})_{\Sigma 2.2}$
7	2.96	—	54.88	—	—	—	4.52	—	37.63	—	—	—	99.99	$(\text{Ru}_{0.93}\text{Fe}_{0.13}\text{Os}_{0.03})_{\Sigma 1.09}\text{S}_{\Sigma 2.00}$
8	7.02	2.03	54.18	—	—	—	—	—	35.65	1.12	—	—	100.0	$(\text{Ru}_{0.95}\text{Os}_{0.07}\text{Ir}_{0.02})_{\Sigma 1.04}(\text{S}_{1.97}\text{As}_{0.03})_{\Sigma 2}$
9	31.26	5.59	26.84	—	—	5.43	—	—	30.87	—	—	—	99.99	$(\text{Ru}_{0.53}\text{Os}_{0.32}\text{Ni}_{0.17}\text{Ir}_{0.05})_{\Sigma 1.17}\text{S}_{\Sigma 2}$
Эрикманин ($\Sigma_{\text{катионов}} = 2$)														
10	35.26	30.31	0.70	—	—	1.24	—	—	17.53	14.97	—	—	100.01	$(\text{Os}_{0.50}\text{Ir}_{0.42}\text{Ni}_{0.06}\text{Ru}_{0.02})_{\Sigma 2.00}(\text{S}_{1.47}\text{As}_{0.54})_{\Sigma 2.01}$
11	54.58	13.92	0.69	—	—	0.69	—	—	19.65	10.07	—	—	99.60	$(\text{Os}_{0.77}\text{Ir}_{0.19}\text{Ni}_{0.03}\text{Ru}_{0.02})_{\Sigma 1.01}(\text{S}_{1.64}\text{As}_{0.36})_{\Sigma 2}$
12*	62.99	6.85	2.33	—	—	2.50	0.74	—	22.69	—	—	1.82	99.92	$(\text{Os}_{0.94}\text{Ni}_{0.11}\text{Cr}_{0.10}\text{Ir}_{0.10}\text{Ru}_{0.07}\text{Fe}_{0.04})_{\Sigma 1.36}\text{S}_{\Sigma 2}$
Купроиридисит ($\Sigma_{\text{катионов}} = 7$)														
13	—	67.06	—	—	—	1.07	0.36	10.98	20.52	—	—	—	99.99	$(\text{Cu}_{1.02}\text{Ni}_{0.11}\text{Fe}_{0.04}\text{Ir}_{0.06})_{\Sigma 2.23}\text{S}_{\Sigma 3.78}$
14	—	65.91	—	—	—	1.02	0.00	9.90	22.15	—	—	—	98.98	$(\text{Cu}_{0.90}\text{Ni}_{0.10}\text{Ir}_{0.99})_{\Sigma 2.99}\text{S}_{\Sigma 4.01}$
Надретгит ($\Sigma_{\text{катионов}} = 3$)														
15	—	—	—	—	63.77	—	—	—	—	—	36.23	—	100.0	$\text{Pd}_{2.00}\text{Sb}_1$
Толовкит ($\Sigma_{\text{катионов}} = 3$)														
16	—	55.37	—	—	—	—	—	—	9.30	3.09	32.24	—	100.0	$\text{Ir}_{0.98}(\text{Sb}_{0.90}\text{As}_{0.14}\text{S}_{0.98})_{\Sigma 2.03}$
17	—	54.66	—	—	—	—	—	—	8.22	7.52	29.37	—	99.76	$\text{Ir}_{0.97}(\text{Sb}_{0.82}\text{S}_{0.87}\text{As}_{0.34})_{\Sigma 2.03}$

нетита и магнезиохромита (ЭП 1, обр. 7). Состав брусита (мас. %): MgO 62.21; FeO 0.66; $\Sigma = 62.87$; $\text{H}_2\text{O}_{\text{расч.}}$ 37.13, отвечает формуле $(\text{Mg}_{0.99}\text{Fe}_{0.01})(\text{OH})_2$

($\Sigma_{\text{катионов}} = 1$). **Лимонит** развит незначительно, в трещинах в серпентините, детально не изучен.

Таблица 5

Химический состав сульфидов Ni (мас. %)

Table 5

Chemical composition of Ni sulfides (wt. %)

№ п/п	Ni	Co	Fe	Cr*	Cu	S	Сумма	Формула
Миллерит								
1	59.74	—	0.46	—	—	33.85	94.06	(Ni _{0.96} Fe _{0.01})S
2	62.29	1.08	0.83	—	—	35.59	99.79	(Ni _{0.96} Co _{0.02} Fe _{0.01})S
3	61.17	1.28	1.19	—	—	35.44	99.08	(Ni _{0.94} Fe _{0.02} Co _{0.02})S
4	61.65	0.15	2.36	3.40	—	32.16	99.72	(Ni _{1.05} Co _{0.002} Fe _{0.04})S
5	62.82	—	0.72	2.53	—	33.94	100.01	(Ni _{0.98} Fe _{0.01})S
6	64.37	0.34	0.40	—	—	34.62	99.73	(Ni _{0.98} Co _{0.01} Fe _{0.01})S
7	61.64	2.53	0.46	—	—	34.87	99.50	(Ni _{1.00} Co _{0.002})S
8	61.23	2.65	3.34	—	—	32.23	99.46	(Ni _{1.04} Co _{0.04} Fe _{0.06})S
Пентландит								
9	38.84	8.34	19.52	—	—	32.87	99.56	(Ni _{5.16} Fe _{2.73} Co _{1.11})Σ _{9.0} S ₈
Хизлевудит								
10	72.36	—	0.56	—	0.06	26.81	99.79	(Ni _{2.97} Fe _{0.02} Cu _{0.004})Σ _{2.994} S ₂

Примечание. Матрица: брусит (1), серпентин, хлорит (2, 3, 6–10), магнезиохромит (4, 5). * – подсветка вмещающего минерала.

Note. Matrix: brucite (1), serpentine, chlorite (2, 3, 6–10), magnesiocromite (4, 5). * – influence of host mineral.

Карбонаты (кальцит, доломит, магнезиокальцит, магнезит) присутствуют в серпентиновых и хлоритовых агрегатах исследованных хромититов, иногда образуют в них секущие тонкие жилки. В продуктах изменения сульфидов Ni обнаружен гаспеит.

Кальцит Ca(CO₃) выявлен в большинстве изученных препаратов, где он образует агрегатные скопления и редкие жилки в серпентините (рис. 10а, б), магнетите, магнезиохромите. Для кальцита характерна примесь MgO в количестве 0.45–11.62 мас. %. Анализ с максимальным содержанием MgO (мас. %): CaO 37.23, MgO 15.74, CO₂ 46.45_{расч.}; формула (Ca_{1.26}Mg_{0.74})(CO₃)₂ (Σ_{катионов} = 2) отвечает магнезиокальциту. Примесь SrO 0.49 мас. % зафиксирована в радиальном сростке метакристаллов кальцита в хлорите (рис. 10б). Кальцит без примесей слагает прожилки, секущий серпентинит (ЭП 1, обр. 12).

Доломит CaMg(CO₃)₂ по распространенности близок кальциту и образует отдельные зерна и тонкие прожилки в серпентините и агрегатах хромшпинелидов и магнетита. Встречены зональные зерна доломита с варьирующими содержаниями MgO (ЭП 1, обр. 5), ассоциирующие с Cr-содержащим хлоритом (рис. 10в, г). Состав доломита (мас. %): MgO 20.53, CaO 31.77, CO₂ 47.4_{расч.}; формула (Ca_{1.05}Mg_{0.95})_{2.00}(CO₃)₂ (Σ_{катионов} = 2). В некоторых анализах отмечалась примесь FeO до 0.36 мас. %.

Магнезит Mg(CO₃) встречается относительно редко. Магнезит с примесью Ni встречен среди серпентина с включениями миллерита и продуктов его изменения, по-видимому, включающих гаспеит. Состав агрегата карбонатов (мас. %): MgO 31.31, NiO 38.87, Cr₂O₃ 1.94, FeO 0.53, SO₃ 2.16, SiO₂ 1.12, CO₂ ~24_{расч.}; Σ ~99.93) можно представить как смесь магнезита и гаспеита.

Гаспеит Ni(CO₃) выявлен в прожилке толщиной до 6–10 мкм, секущем миллерит и, возможно, частично его замесивший (рис. 8б). Состав гаспеита (мас. %): NiO 51.26; CoO 1.52; FeO 0.74; MgO 5.15; SiO₂ 1.01; SO₃ 0.61; CO₂ 38.2_{расч.}; Σ 98.49) отвечает формуле (Ni_{0.81}Mg_{0.16}Co_{0.02}Fe_{0.01})Σ_{1.0}(CO₃), исключая примеси SiO₂ и SO₃, обусловленные подсветкой миллерита и вмещающего серпентина. Гаспеит в миллерите среди хлорит-серпентинового агрегата (рис. 10е) содержит (мас. %): NiO 56.57; CoO 1.88; FeO 1.28; CO₂ 35.2_{расч.}; Σ = 94.93 и отвечает формуле (Ni_{0.95}Co_{0.03}Fe_{0.02})Σ_{1.0}(CO₃) (Σ_{катионов} = 1).

Сульфаты (барит и параотуэйт) отмечены в единичных зернах. **Барит** Ba(SO₄) встречен как микровключение в агрегате с галенитом и магнетитом в одном из прожилков в тонкополосчатом прожилке серпентина (ЭП 1, обр. 2). Диагностирован по ЭД-спектру (рис. 6). **Параотуэйт** Ni₄(SO₄)(OH)₆ предположительно определен в составе продуктов изменения миллерита (рис. 8а, ЭП 1, обр. 12). Состав параотуэйта (мас. %): NiO 53.79, CoO 2.15, FeO

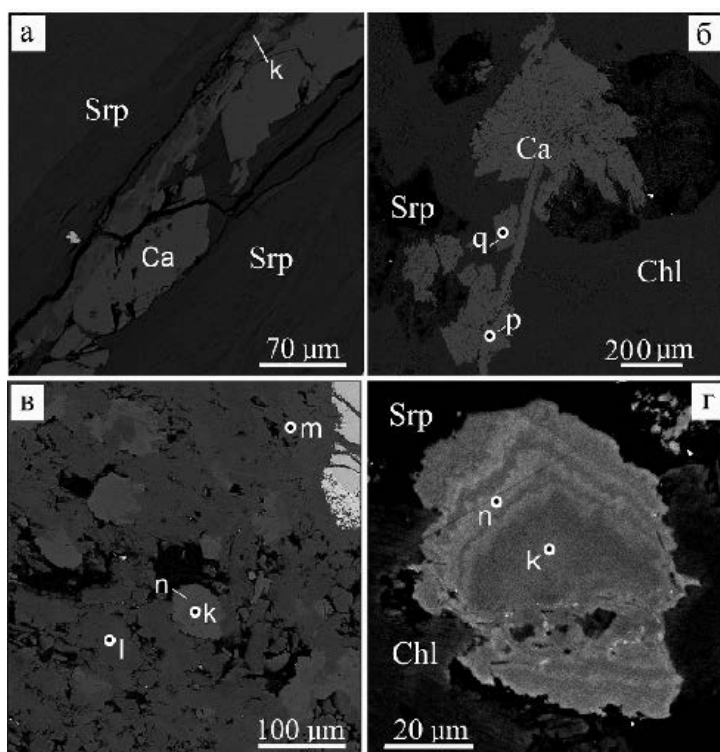


Рис. 10. Морфология карбонатов: а – жила кальцита в серпентине с хлоритом (k); б – агрегат метакристаллов Sr-содержащего кальцита (q, p); в, г – зональное доломит (k)-магнезиокальцитовое (n) зерно в серпентин-хлоритовом агрегате (г – деталь рис. в с повышенным контрастом).

Fig. 10. Morphology of carbonates: а, б – calcite veins in serpentine with chlorite (k); в, г – zoned dolomite (k)-magnesiocalcite (n) grain in serpentine-chlorite aggregate (fig. г – detail of Fig. в with enhanced contrast).

0.57, MgO 0.53, SO₃ 20.75, H₂O_{расч.} 20.80; $\Sigma = 98.59$, соответствует формуле $(\text{Ni}_{3.74}\text{Co}_{0.15}\text{Mg}_{0.07}\text{Fe}_{0.04})_{\Sigma 4.0}(\text{S}_{1.35}\text{O}_{4.04})(\text{OH})_6$ ($\Sigma_{\text{катионов}} = 4$) с заметным избытком S, вероятно, из-за примеси миллерита.

Силикаты встречаются редко и представлены реликтовым форстеритом, андрадитом и вторичными силикатами Ni, как правило, не отвечающими формуле определенного минерального вида. Среди вторичных минералов предположительно определен сепиолит и найден не идентифицированный водный силикат Ca.

Андрадит $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ встречается в отдельных зернах и агрегатах (рис. 11а) среди серпентинита (ЭП 2, обр. 12). Состав андрадита варьирует (мас. %, мин.–макс.): CaO 34.19–34.32, MgO 0.18–0.25, FeO 25.78–27.68, Cr₂O₃ 0.46–2.41, Al₂O₃ 0.23–0.26, SiO₂ 36.30–37.33, TiO₂ 0.0–0.49, $\Sigma = 99.67$ –99.92. Анализ с наименьшим содержанием Cr₂O₃ 0.46 мас. % и без примеси Al характеризуется формулой $(\text{Ca}_{2.97}\text{Mg}_{0.03})_{\Sigma 3.00}(\text{Fe}_{1.87}\text{Cr}_{0.03})_{\Sigma 1.90}(\text{Si}_1\text{O}_4)_3$.

«Гарниерит» (не определенные до минерального вида слоистые силикаты, обогащенные Ni) как продукт изменения сульфидов Ni выявлен

при помощи СЭМ (рис. 7а, 9а, ЭП 1, обр. 8, 12). Состав «гарниерита» изменчив (табл. 6), один анализ удовлетворительно рассчитывается на формулу **непуита** (табл. 6, ан. 1) $(\text{Ni}_{2.03}\text{Mg}_{0.73}\text{Fe}_{0.05}\text{Cr}_{0.05}\text{Ca}_{0.02})_{\Sigma 2.88}(\text{Si}_{2.11}\text{O}_5)(\text{OH})_4$ ($\Sigma_{\text{катионов}} = 5$). Значительный дефицит суммы обусловлен присутствием гидроксильной группы и, вероятно, молекулярной воды.

Сепиолит $\text{Mg}_4(\text{Si}_6\text{O}_{15})(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ предположительно определен в ассоциации с андрадитом и точно не определенным силикатом Ca, встречается в кальцит-доломитовом агрегате среди серпентинита (ЭП 1, обр. 12, рис. 11б). В составе сепиолита присутствует примесь CaO 1.53 мас. % (табл. 6, ан. 4), эмпирическая формула $(\text{Mg}_{3.89}\text{Ca}_{0.20})_{\Sigma 4.09}(\text{Si}_{5.91}\text{O}_{15})(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ($\Sigma_{\text{катионов}} = 10$).

Водный силикат Ca (?) найден в виде микро-включения в сепиолите (рис. 11б). Состав зерна, мас. %: CaO 55.17, MgO 2.22, SiO₂ 31.28, Al₂O₃ 0.45, Cr₂O₃ 0.19; $\Sigma = 89.3$. Соотношение суммы атомных количества (Ca + Mg) и (Si + Al) составляет 2:1, точное определение минерального вида требует проведения дополнительных исследований.

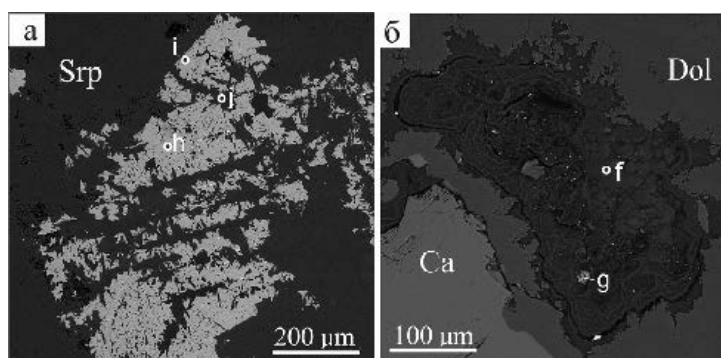


Рис. 11. Редкие силикаты: а – агрегат андрадита (h, i) в серпентине (j); б – сепиолит (f) и Ca-силикат (g) в кальцит-доломитовом агрегате.

Fig. 11. Rare silicates: a – andradite aggregate (h, i) in serpentine (j); б – sepiolite (f) and unidentified Ca-silicate (g) in calcite-dolomite aggregate.

Таблица 6

Химический состав «гарниерита» (1–3) и сепиолита (4) (мас. %)

Table 6

Chemical composition of «garnierite» (1–3) and sepiolite (4) (wt. %)

№ п/п	MgO	FeO	CaO	NiO	Cr ₂ O ₃	CoO	SiO ₂	CuO	SO ₃	Сумма
1	7.43	0.89	0.27	38.18	0.96	–	31.89	–	–	78.62
2	1.73	3.23	0.23	48.10	–	2.82	26.97	0.56	0.79	84.43
3	8.59	4.15	0.47	25.50	–	0.45	46.97	–	–	86.13
4	21.51	–	1.53	–	–	–	48.52	–	–	71.76

Таблица 7

Химический состав форстерита (мас. %)

Table 7

Chemical composition of forsterite (wt. %)

№ п/п	MgO	SiO ₂	CaO	FeO	NiO	Сумма	Формула, $\Sigma_{\text{катионов}} = 3$
1	55.21	42.03	0.20	1.25	0.49	99.18	$(\text{Mg}_{1.96}\text{Fe}_{0.02}\text{Ni}_{0.01}\text{Ca}_{0.01})_{\Sigma 2.00}(\text{Si}_{1.00}\text{O}_4)$
2	55.85	41.89	–	2.17	–	99.92	$(\text{Mg}_{1.97}\text{Fe}_{0.04})_{\Sigma 2.01}(\text{Si}_{0.99}\text{O}_4)$

Форстерит сохраняется в виде мелких реликтов среди серпентинит-хлоритовых агрегатов, вмещающих вкрапленный хромит (рис. 9а). Состав форстерита близок к стехиометрическому (табл. 7).

Обсуждение результатов и выводы

Проведенные исследования позволяют выделить основные этапы формирования хромититов, вскрытых в карьере Поклонной Горы, и вмещающих их пород и сопоставить выявленную последовательность с трендами, известными для других серпентинизированных гипербазитовых массивов Урала.

Наиболее ранним как в хромититах, так и среди вкрапленной минерализации, является магнезиоалюмохромит (хромит-1). Его состав варьирует

(рис. 12) и в целом сходен с установленным для раннемагматического хромита Таловского массива и известными данными по Карабашскому массиву (Попова и др., 1994; Бажин и др., 2010). В близком по составу хромите ранее были обнаружены включения самородного осмия (Зайков и др., 2012).

Взаимоотношения между магнезиохромитом и магнезиоалюмохромитом не всегда однозначны, но в большинстве сечений массивных хромититов магнезиохромит является более поздней фазой. Хромшпинелиды во вкрапленных рудах представлены как магнезиоалюмохромитом, так и магнезиохромитом. Обе эти разновидности могут содержать округлые включения серпентина, близкая к сферической форма которых указывает на их первичный расплавный характер, несмотря на то, что реликты первичных минералов в них не сохранились (рис. 13а). Иногда реликты магнезиохромита,

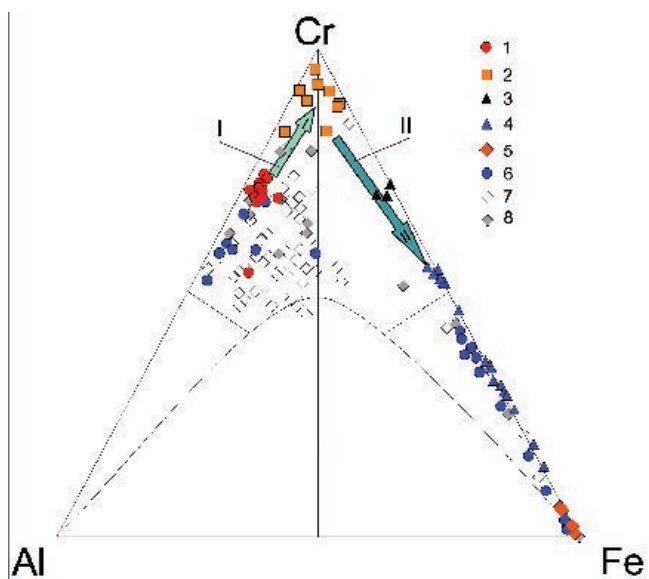


Рис. 12. Состав хромшпинелидов, хроммагнетита и магнетита (ат. %).

1–5 – образцы из хромитового карьера: 1 – хромит-1 (магнезиоалюмохромит); 2 – магнезиохромит; 3 – феррихромит; 4 – хроммагнетит; 5 – магнетит; 6 – Карабашский массив (Бажин и др., 2010); 7, 8 – рудные (7) и акцессорные (8) хромшпинелиды и магнетит Таловского массива (Бажин и др., 2010). Стрелками обозначены эволюционные тренды: I – магматический, II – метаморфический, связанный с серпентинизацией.

Fig. 12. Composition of Cr-spinels, Cr-magnetite and magnetite (at. %).

1–5 – samples from chromitite quarry: 1 – magnesioalumochromite; 2 – magnesiochromite; 3 – ferrichromite; 4 – Cr-magnetite; 5 – magnetite; 6 – Karabash massif (Bazhin et al., 2010); 7, 8 – ore (7) and accessory (8) Cr-spinels and magnetite of the Talovka massif (Bazhin et al., 2010). Evolution trends: I – magmatic, II – metamorphic related to serpentinization.

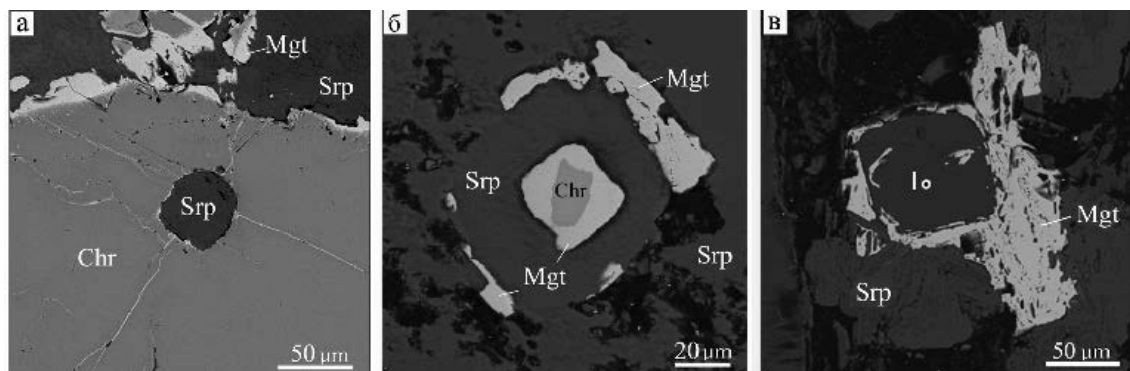


Рис. 13. Псевдоморфозы серпентина по первичным силикатам в ассоциации с хромшпинелидами, замещенными хроммагнетитом: а – округлое включение оливина (?), замещенного серпентином в магнезиохромите с каймой хроммагнетита; б – реликт магнезиохромита в хроммагнетите в псевдоморфозе по идиоморфному кристаллу оливина (?); в – агрегат хроммагнетита вокруг псевдоморфозы серпентина (I) по идиоморфному оливину (?).

Fig. 13. Serpentine pseudomorphoses after primary silicates in association with Cr-spinels replaced by Cr-magnetite: a – rounded olivine (?) inclusion replaced by serpentine in magnesiochromite with a Cr-magnetite rim; б – relict magnesiochromite in Cr-magnetite in pseudomorphose after euhedral olivine crystal (?); в – Cr-magnetite aggregate around serpentine (I) pseudomorphose after euhedral olivine (?).

замещенные хроммагнетитом, образуют включения в псевдоморфозах серпентина по оливину (?) или пироксену (рис. 13б), а сходные по морфологии серпентиновые псевдоморфозы находятся в агрегатах хроммагнетита, по-видимому, заместившего первичный хромит (рис. 13в). Наблюдаемые взаимоотношения минералов могут указывать на совместное образование первичных оливина, пироксена и хромшпинелидов из расплава. Общий тренд – замещение первично-магматических магнезиоалюмохромитов и магнезиохромитов феррихромитом и далее – хроммагнетитом и магнетитом установлен для многих древних гипербазитовых массивов из различных геодинамических обстановок (Costa,

Barriga, 2022 и ссылки в этой статье) Магнезиохромит содержит включения лаурита, хизлевудита, самородного золота. К контактам магнезиоалюмохромита и магнезиохромита часто приурочены зерна миллерита, в котором, в свою очередь, обнаружены включения сперрилита, налдреттита и хизлевудита.

Напрямую синхронизировать образование всех МПГ с разновидностями хромита не удастся. Однако морфология сложных зональных сростков самородных иридия и осмия, а также эрликманнита, ирарсита, купроиридсита и толовкита, извлеченных в тяжелый концентрат, указывает на последовательность смены минеральной формы

ЭПГ от самородных металлов через сульфиды и сульфоарсениды к соединениям с сурьмой. Аналогичная последовательность установлена для МПГ из ультрамафитовых комплексов Платиноносного пояса Урала (Кузьмин и др., 2020; Степанов и др., 2020; и ссылки в этой статье). Ранее было показано, что формирование интерметаллидов ЭПГ, изоферроплатины и минералов ряда лаурит–эрликманнит связано с раннемагматической стадией, в то время как сульфоарсениды, сульфоантимониды, арсениды образовались на позднемагматической стадии (Толстых и др., 2011; Киселева и др., 2014; Tolstyykh et al., 2015, Степанов и др., 2020). Наблюдаемые минеральные парагенезисы хромшпинелидов и МПГ в хромититах Карабашского массива указывают на то, что магнезиохромиты и ассоциирующие с ними МПГ и, по-видимому, часть халькогенидов Ni образовались в позднемагматическую стадию.

С процессами серпентинизации связано формирование минералов ряда хроммагнетит–магнетит с широким спектром составов и, частично, сульфидов Ni. Также серпентинизация сопровождалась образованием самородных железа и никеля – процесс, типичный для многих серпентинитовых массивов (Рамдор, 1967). Ассоциация галенита и барита, обнаруженная в деформированной жиле антигорита с секущими агрегатами магнетита, также может быть условно синхронизирована с поздними этапами серпентинизации.

Карбонаты (кальцит, доломит, магнезит) преимущественно обнаружены в жилках, секущих серпентиновые и серпентин-хлоритовые агрегаты, что однозначно свидетельствует о наложенном характере карбонатизации, хотя встречены и совместные хлорит-серпентин-карбонатные агрегаты. Следует отметить, что в Карабашском массиве распространены поздние магнетит-хлорит-кальцитовые жилы с самородным золотом и акцессорной редкоземельной минерализацией (Мурзин и др., 2017), что свидетельствует о широком развитии процессов карбонатизации в массиве.

Брусит и ассоциация сепиолита с неопределенным водным силикатом Ca, формировались позднее вмещающей их серпентиновой матрицы, но редкость находок не позволяет определить их место в общей картине последовательности минералообразования. Гаспеит и силикаты Ni развиты по сульфидам Ni. Соотношение этих минералов с серпентинитами неясно, не исключено формирование этой ассоциации в связи с процессами гипергенеза.

Ряд минералов, охарактеризованных в образцах из хромитового карьера (самородное золото, галенит, герсдорфит, миллерит, пентландит, халькозин, халькопирит, хизлевудит, магнезиохромит, магнезиоалюмохромит, магнетит, феррихромит, хроммагнетит, брусит, доломит, кальцит, магнезит, клинохлор, андрадит, минералы группы серпентина) описаны ранее на месторождении медистого золота Золотая Гора (Спиридонов, Плетнев, 2002).

Дополнительно к минералам, известным в Карабашском массиве, нами выявлено 15 минеральных видов: самородные железо и никель, Fe-Pt сплав, по составу соответствующий изоферроплатине, самородный иридий, ирарсит, купроиридсит, лаурит, налдреттит, сперрилит, толовкит, эрликманнит, гаспеит, параотуэйт, непунит и сепиолит, а также впервые для массива установлен Cr-содержащий клинохлор – кеммерерит.

Сердечно благодарим О.Л. Бусловскую за помощь при проведении полевых работ, М.Н. Маляренко и Т.В. Семенову за выполнение химического анализа и Д.Е. Савельева за консультации.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 075-00880-22-00.

Литература

- Бажин Е.А., Савельев Д.Е., Сначев В.И.** (2010) Габбро-гипербазитовые комплексы зоны сочленения Магнитогорской и Тагильской мегазон: строение и условия формирования. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 244 с.
- Белогуб Е.В., Удачин В.Н., Кораблев Г.Г.** (2003) Карабашский рудный район (Южный Урал). *Материалы к путеводителю геолого-экологической экскурсии*. Мисс, ИМин УрО РАН, 40 с.
- Варлаков А.С.** (1993) Гипербазиты Челябинской области и их минерогения. *Уральский минералогический сборник* (2), 150–166.
- Зайков В.В., Савельев Д.Е., Котляров В.А., Юминов А.М., Жеребцов Д.А., Галимов Д.М., Судариков М.В.** (2012) Платиноиды в хромитовых рудах Южного Урала. *Металлогения древних и современных океанов – 2012*. С. 176–182.
- Зайков В.В., Попов В.А., Зайкова Е.В., Блинов И.А., Котляров В.А.** (2017) Состав и форма кристаллов платиноидов из россыпей Южного Урала. *Минералогия*, 3(4), 51–56.
- Киселева О.Н., Жмодик С.М., Дамдинов Б.Б., Агафонов Л.В., Белянин Д.К.** (2014) Состав и эволюция платинometалльной минерализации в хромитовых рудах Ильчирского офиолитового комплекса (Оспино-Китойский и Харанурский массивы, Восточный Саян). *Геология и геофизика*, 55(2), 333–349.

Кривовичев В.Г. (2021) Минеральные виды / Под ред. И.В. Пекова. СПб., Изд-во С-Петербургского ун-та, 600 с.

Кузьмин И.А., Паламарчук Р.С., Калугин В.М., Козлов А.В., Варламов Д.А. (2020) Хромит-платиновая минерализация клинопироксенит-дунитового массива Желтая Сопка, Северный Урал. *Минералогия*, 6(4), 46–59.

Мазур З.Р., Хакина Т.И., Ковальчук Т.К., Скорынина А.Н., Даниленко Т.А. (1961ф). Сводка по уральским месторождениям хромита, том 2. Фонды «Челябинскнедра», 278 с.

Мурзин В.В., Варламов Д.А., Пальянова Г.А. (2017) Условия образования золотоносных магнетит-хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Южный Урал). *Геология и геофизика*, 58(7), 1006–1020.

Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. (1973) Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., Наука, 198 с.

Попова В.И., Попов В.А., Клочков И.К. (1994) Хромиты Таловского массива. *Уральский минералогический сборник*, (3), 124–130.

Рамдор П. (1967) Распространенные парагенезисы рудных минералов, возникающие при серпентинизации (с некоторыми данными о находках новых и необычных минералов). *Геология рудных месторождений*, (2), 32–43.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. (2008) Геология, петрология и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 320 с.

Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. (2002) Месторождение медистого золота Золотая Гора (о золото-родингитовой формации). М., Научный мир, 216 с.

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 платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. *Геология и геофизика*, 61(1), 60–83.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. (2011) Коренная платина Светлоборского и Каменушинского массивов платиноносного пояса Урала. *Геология и геофизика*, 52(6), 775–793.

Флейшер М. (1990) Словарь минеральных видов / Под ред. В.А. Франк-Камеянецкого. М., Мир, 206 с.

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

Zaykov V.V., Savel'ev D.E., Kotlyarov V.A., Yuminov A.M., Zherebtsov D. A., Galimov D., Sudarikov M.V. (2012) Platinoids in the cromite ores of the South Urals: data on Karabash, Varshavka and Middle Kraka ultramafic massifs. *Metallogeny of the ancient and modern oceans*, 18, 176-182, [In Russian]

Costa I.R., Barriga F. (2022) Chromite Oxidation Patterns Associated to Serpentinization: Case Studies from

the Mid-Atlantic Ridge, the Alter do Chão Massif (NE Alentejo, Portugal) and the Ronda Massif (Spain) *Minerals* 2022, 12, 1300. <https://doi.org/10.3390/min12101300>

References

Bazhin E.A., Saveliev D.E., Snachev V.I. (2010) [Gabbro-ultramafic complexes of a junction zone of the Magnitogorsk and Tagil megazones: structure and forming condition]. Ufa, DisaynPoligrafServis, 244 p. (in Russian)

Belogub E.V., Udachin V.N., Korablev G.G. (2003) [Karabash ore region, South Urals]. *Materialy k putevoditel'yu geologo-ekologicheskoi ekskursii [Guidebook of Geological-Ecological Fieldtrip]*. Miass, IMin UrO RAN, 40 p. (in Russian)

Costa I.R., Barriga F. (2022) Chromite Oxidation Patterns Associated to Serpentinization: Case Studies from the Mid-Atlantic Ridge, the Alter do Chão Massif (NE Alentejo, Portugal) and the Ronda Massif (Spain) *Minerals* 2022, 12, 1300. <https://doi.org/10.3390/min12101300>

Fleisher M. (1990) Dictionary of mineral species / Ed. by V.A. Frank-Kamenetsky. Moscow, Mir, 206 p. (in Russian)

Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Damdinov B.B., Agafonov L.V., Belyanin D.K. (2014) Composition and evolution of PGE mineralization in chromite ores from the Il'chir ophiolite complex (Ospa-Kitoi and Khara-Nur areas, East Sayan). *Russian Geology and Geophysics*, 55 (2), 259–272.

Krivovichev V.G. (2021) [Mineral species] / Ed. I.V. Pekov. SPb., Izdatelstvo S-Petersburgskogo universiteta, 600 p. (in Russian)

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

Mazur Z.R., Khakina T.I., Kovalchuk T.K., Skorynina A.N., Danilenko T.A. (1961) [Unpublished summary of the Uralian chromite deposits, volume 2]. Funds Chelyabinsknedra, 278 p. (in Russian)

Murzin V.V., Varlamov D.A., Palyanova G.A. (2017) Conditions of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks of the Karabash ultrabasic massif (South Urals). *Russian Geology and Geophysics*, 58(7), 803–814.

Pavlov N.V., Grigoryeva-Chuprynnina I.I. (1973) [Patterns of formation of chromite deposits]. Moscow, Nauka, 198 p. (in Russian)

Popova V.I., Popov V.A., Klochkov I.K. (1994) [Chromites of the Talovka massif]. *Uralskiy mineralogicheskii sbornik [Urals Mineralogical Collection]*, (3), 124–130. (in Russian)

Ramdohr P. (1967) [Abundant assemblages of ore minerals resulting from serpentinization (with some

data on new and atypical minerals)]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, (2), 32–43. (in Russian)

Savelyev D.E., Snachev V.I., Savelyeva E.N., Bazhin E.A. (2008) [Geology, petrology and chromite potential of gabbro-ultramafic massifs of the South Urals]. Ufa, DesignPolygraphService, 320 p. (in Russian)

Spiridonov E.M., Pletnev P.A. (2002) [Zolotaya Gora deposit of cupriferous gold (about gold-rodingite complex)]. Moscow, Nauchny mir, 216 p. (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 of the Middle Urals. *Russian Geology and Geophysics*, **61**(1), 47–67.

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

Tolstykh N.D., Telegin Yu.M., Kozlov A.P. (2011) Platinum mineralization of the Svetloborsky and Kamenushinsky massifs (Urals Platinum Belt). *Russian Geology and Geophysics*, **52**(6), 603–619.

Varlakov A.S. (1993) [Ultramafic rocks of Chelyabinsk region and their minerageny]. *Uralskiy mineralogicheskiy sbornik [Urals Mineralogical Collection]*, (2), 150–166. (in Russian)

Zaykov V.V., Savel'ev D.E., Kotlyarov V. A., Yuminov A. M., Zhrebtcov D. A., Galimov D., Sudarikov M.V. (2012) Platinoids in the cromite ores of the South Urals: data on Karabash, Varshavka and Middle Kraka ultramafic massifs. *Metallogeny of the ancient and modern oceans*, 18, 176–182, [In Russian].

Zaykov V.V., Popov V.A., Zaykova E.V., Blinov I.A., Kotlyarov V.A. (2017) [Composition and morphology of crystals of platinum group minerals from placers of the South Urals]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, **3**(4), 51–56. (in Russian)

Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V., Kotlyarov V.A. and Kraynev, Yu.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.

УДК 552.113. 553.311

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-3

МАГНЕТИТ-ИЛЬМЕНИТ-ШПИНЕЛЕВЫЕ СРАСТАНИЯ В АМФИБОЛОВЫХ ГАББРО МАССИВА СЕРЕБРЯНСКОГО КАМНЯ, СРЕДНИЙ УРАЛ**А.В. Козлов¹, В.В. Михайлов², С.Ю. Степанов², В.В. Шиловских³, Н.С. Власенко³**¹ Санкт-Петербургский горный университет, 21 линия 2, г. Санкт-Петербург, 199106 Россия; alexkoz-spggi@yandex.ru² Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского 15, г. Екатеринбург, 620016 Россия³ Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр «Геомодель», ул. Ульяновская 1, Петергоф, г. Санкт-Петербург, 198504 Россия

Статья поступила в редакцию 01.12.2022 г., принята к печати 06.12.2022 г.

MAGNETITE-ILMENITE-SPINEL INTERGROWTHS IN AMPHIBOLE GABBRO OF THE SEREBRYANSKY KAMEN INTRUSION, CENTRAL URALS**A.V. Kozlov¹, V.V. Mikhaylov², S.Yu. Stepanov², V.V. Shilovskikh³, N.S. Vlasenko³**¹ St. Petersburg Mining University, 21 Liniya 2, St. Petersburg, 199106 Russia; alexkoz-spggi@yandex.ru² Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, ul. Akademika Vonsovskogo 15, Yekaterinburg, 620016 Russia³ St. Petersburg State University, Research Center «Geomodel», Universitetskaya nab. 7/9, St. Petersburg, 199034 Russia

Received 01.12.2022, accepted 06.12.2022

Аннотация. Онтогенический анализ магнетит-ильменит-шпинелевых срастаний в рудоносных амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень на Среднем Урале и их взаимоотношений с породообразующими силикатами, апатитом и сульфидами Cu позволил выявить ряд особенностей, свидетельствующих об их близодновременном образовании. Морфологические черты силикатов, оксидов и сульфидов рудоносных амфиболовых габбро позволяют предположить возможность обособления силикатного, железооксидного и сульфидного расплавов. Кристаллизация минералов, образующих единый парагенезис, происходила в условиях, близких к эвтектическим. Установлено, что закономерно ориентированные пластинчатые выделения ильменита в магнетите, которые обычно трактуются как результат распада твердого раствора, часто пересекают границы различно ориентированных зерен магнетита, что не позволяет в этом случае рассматривать их как результат проявления этого процесса. Выявленные онтогенические особенности минералов необходимо учитывать при петрологических построениях.

Ключевые слова: амфиболовые габбро, массив Серебрянский Камень, Платиноносный пояс Урала, магнетит, ильменит, шпинель.

Abstract. Ontogenic analysis of magnetite-ilmenite-spinel intergrowths of ore-bearing amphibole gabbro of the Serebryansky Kamen intrusion (Central Urals) and their relationships with rock-forming silicates, apatite and Cu sulfides allowed us to reveal a number of features indicating their nearly synchronous formation. Morphological features of minerals of ore-bearing amphibole gabbro suggest their possible crystallization from silicate, iron oxide and sulfide melts under close-to-eutectic conditions. It is found that regularly oriented ilmenite lamellas in magnetite, which are typically interpreted as exsolution structures, often intersect the boundaries of variously oriented magnetite grains, which is inconsistent with traditional interpretation of their origin. The ontogenic features of minerals should be taken into account in petrological reconstructions.

Keywords: amphibole gabbro, Serebryansky Kamen intrusion, Pt-bearing belt of the Urals, magnetite, ilmenite, spinel.

Для цитирования: Козлов А.В., Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Шиловских В.В., Власенко Н.С. Магнетит-ильменит-шпинелевые срастания в амфиболовых габбро массива Серебрянского Камня, Средний Урал. Минералогия, 8(4), 34–58. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-3

Введение

Широко распространенный парагенезис магнетита, ильменита и шпинели в основных магматических породах характеризуется типоморфными структурными особенностями, внимание на которые обращалось еще на заре появления рудной микроскопии. Детальное описание сростаний этих минералов, обычно интерпретируемых как структуры распада твердого раствора, приведено в работах известных минералогов (Швартц, 1934; Бетехтин и др., 1958; Рамдор, 1962). Аналогичный парагенезис был выявлен и описан на карбонатитовых (Ivanuyk et al., 2017) и скарновых (Мазуров и др., 2004) месторождениях.

На начальных этапах исследования этого парагенезиса внимание уделялось рассмотрению пространственно-временных взаимоотношений магнетита, ильменита и шпинели в природных образцах. Результаты этих исследований были включены в сборник статей «Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям», в который вошла статья Г.М. Швартца «Структуры распада твердых растворов» (1934). Титаномagnetит с закономерно ориентированными выделениями ильменита в магнетите подвергался экспериментальным исследованиям по гомогенизации выделений ильменита при нагревании образцов с последующим восстановлением структур распада при их охлаждении. Были также проанализированы диаграммы равновесия систем с твердыми растворами (Швартц, 1934; Buddington, Lindsly, 1964). Проведенные исследования позволили сформулировать морфологические признаки структур распада твердых растворов, которые в дальнейшем широко использовались при интерпретации структурных особенностей минеральных агрегатов, содержащих титаномagnetит.

При изучении акцессорных магнетитов магматических пород и железорудных месторождений выявилось существенно большее разнообразие вариантов сростаний магнетита, ильменита и шпинели, которые невозможно было интерпретировать только как результат распада твердых растворов. Для их объяснения использованы представления о разных скоростях остывания магматических пород и о преобразовании структур распада в резуль-

тате воздействия наложенных метаморфических процессов (Полканов и др., 1967; Трофимов, Голубев, 2008; Симаненко и др., 2012; Ivanuyk et al., 2017). Изучение рудоносных пород массива Серебрянский Камень на Среднем Урале выявило ряд особенностей, которые также сложно объяснить с рассмотренных выше позиций, что и стало целью настоящего исследования – опеределение возможных механизмов образования магнетит-ильменит-шпинелевых сростаний в амфиболовых габбро на основе детального онтогенического анализа.

Методика исследования

Работа основана на изучении образцов, отобранных в пределах массива Серебрянский Камень в 2018 и 2019 гг. Подготовленные из образцов аншлифы и полированные шлифы изучены в проходящем и отраженном свете с использованием микроскопа Leica DM 2700P. Состав породообразующих и рудных минералов определен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора Camebax SX50 с волновыми спектрометрами (Московский государственный университет, г. Москва, аналитик Д.А. Ханин), сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) JSM-6390LV (JEOL) с энергодисперсионным спектрометром (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик Л.В. Леонова) и электронно-зондового микроанализатора Camebax SX100 (Институт геологии и геохимии УрО РАН, аналитик И.А. Готтман). Препараты также изучены с помощью дифракции обратно-рассеянных электронов на СЭМ Hitachi S-3400N с детектором Oxford NordLys Nano и ЭДС Oxford X-Max 20 (Санкт-Петербургский государственный университет, ресурсный центр «Геомодель», аналитики В.В. Шиловских и Н.С. Власенко).

Особенности геологического строения массива Серебрянский Камень

Массив Серебрянский Камень размером 20 × 20 км располагается у границы Среднего и Северного Урала в 40 км к северо-западу от г. Карпинск (Свердловская обл.) в пределах западной части Тагило-Магнитогорской мегазоны. Он приурочен к центральной части полиформационного Кыт-

For citation: Kozlov A.V., Mikhaylov V.V., Stepanov S.Yu., Shilovskikh V.V., Vlasenko N.S. Magnetite-ilmenite-spinel intergrowths in amphibole gabbro of the Serebryansky Kamen intrusion, Central Urals. *Mineralogy*, 8(4), 34–58. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-3.

лымского плутона. Кытлымский плутон, Косьвинский массив и вмещающие их метаморфические породы белогорского комплекса образуют крупный Конжаковский тектонический блок в составе Хордьюско-Конжаковской структурно-формационной зоны (Государственная..., 2010).

В пределах массива Серебрянский Камень выделено несколько зон, для которых характерно преобладание пород с различными соотношениями темноцветных минералов и плагиоклаза (Отчет., 1978ф). В центральной зоне преобладающим типом являются средне- и крупнозернистые мелано- и мезократовые амфиболовые габбро. Среди однородных мелано- и мезократовых габбро встречаются зоны такситовых пород с неравнозернистой пятнистой текстурой, ориентированные согласно концентрическому строению массива. Для них характерна обильная вкрапленность сульфидов, при увеличении количества которых порода приобретает отчетливую сидеронитовую структуру. Внутренняя зона характеризуется преобладанием средне- и мелкозернистых мезократовых амфиболовых габбро с убогой вкрапленностью магнетита. Внешняя зона представлена лейко- и мезократовыми разновидностями практически без рудной минерализации. Переходы между зонами постепенные. Широкое развитие в центральной зоне массива габбро с пегматоидной, гигантозернистой структурой, шпиров роговой обманки, анортозитов связывается с ее позицией в прикровельной части массива.

Среди пород, слагающих массив Серебрянский Камень, доминируют толеитовые амфиболовые габбро с типичной габбровой структурой. Количество SiO_2 в них колеблется в пределах 40–49 мас. %, в рудных меланократовых разновидностях содержание SiO_2 понижается до 37–40 мас. %. Плагиоклаз меланократовых габбро представлен анортитом № 85–90. Индивиды плагиоклаза

характеризуются слабо проявленной зональностью. Клинопироксен относится к диопсидовому ряду с фассаитовым уклоном (MgO 13–14 мас. %) (табл. 1). Амфибол по составу наиболее близок к магнезиогастингситу (табл. 1). Практически все породы рудовмещающего разреза содержат помимо главных породообразующих минералов переменное количество апатита и магнетита. Апатит встречается в виде единичных идиоморфных зерен в ассоциации с магнетитом и шпинелью, реже встречен в виде включений в клинопироксене. Апатит содержит 1.2–2.3 мас. % F; отношение Cl/F составляет 0.3–0.5.

Структурно-вещественные особенности магнетит-ильменит-шпинелевых минеральных агрегатов

Магнетит наиболее распространен среди рудных минералов в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень в виде отдельных индивидов и агрегатов с постоянной примесью V (около 0.5 мас. %) и сростаний с ильменитом и шпинелью. Эти сростания обычно называются титаномagnetитом и существенно отличаются по форме, количественному соотношению и морфологическим особенностям входящих в их состав минералов, их взаимоотношению с породообразующими силикатами. Магнетит в них содержит (мас. %) TiO_2 (0.00–2.18), V_2O_5 (0.50–1.15; в среднем, 0.93), Al_2O_3 (0.00–1.71) и MgO (0.00–0.78).

В отдельных образцах наблюдаются две разновидности магнетита, которые отличаются в отраженном свете по оттенку и относительной твердости. Магнетит-1 (Mt-1) не содержит включений ильменита и шпинели и характеризуются более ровной поверхностью, отрицательным рельефом по отношению к магнетиту-2 (Mt-2) и серым цветом в отличие от голубоватого Mt-2 (рис. 1а). По от-

Таблица 1

Химический состав фемических минералов, мас. %

Table 1

Chemical composition of femic minerals, wt. %

№ точки	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	$\text{FeO}_{\text{общ}}$	MnO	CaO	Na_2O	K_2O
Ск-5-амр	46.22	0.84	11.74	13.63	12.45	0.15	12.82	1.82	0.22
Ск-5-рх	52.14	0.33	3.32	13.23	7.05	0.30	23.30	0.29	—
Эмпирическая формула									
Ск-5-амр	$(\text{Na}_{0.50}\text{K}_{0.04}\text{Ca}_{0.04})_{0.94}(\text{Ca}_{1.92}\text{Mg}_{0.08})_{2.00}(\text{Mg}_{2.82}\text{Fe}_{1.49}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.58}\text{Ti}_{0.09})_{5.00}[(\text{Al}_{1.41}\text{Si}_{6.59})_{8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH.F})_{2.00}$								
Ск-5-рх	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.02})_{0.95}(\text{Mg}_{0.73}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.08})_{1.05}[(\text{Si}_{1.93}\text{Al}_{0.07})_{2.00}\text{O}_{6.00}]$								

Примечание. Здесь и в табл. 2–4 и 6–10, результаты анализа нормированы на 100 %.

Note. Here and in Tables 2–4 and 6–10, the analytical results are normalized to 100 %.

Таблица 2

Table 2

Химический состав магнетита, мас. %

Chemical composition of magnetite, wt. %

№ точки	FeO _{общ}	V ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Эмпирическая формула
525, (Mt-1)	98.42	0.88	0.70	Fe ²⁺ _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.95} Al _{0.03} V _{0.02}) _{2.00} O _{4.00}
527, (Mt-2)	99.09	0.91	—	Fe ²⁺ _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.97} V _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}
528, (Mt-1)	99.04	0.96	—	Fe ²⁺ _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.97} V _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}

Примечание. Номера аналитических точек совпадают с номерами на рис. 1б.

Note. Numbers of analytical points coincide with those in Fig. 1b.

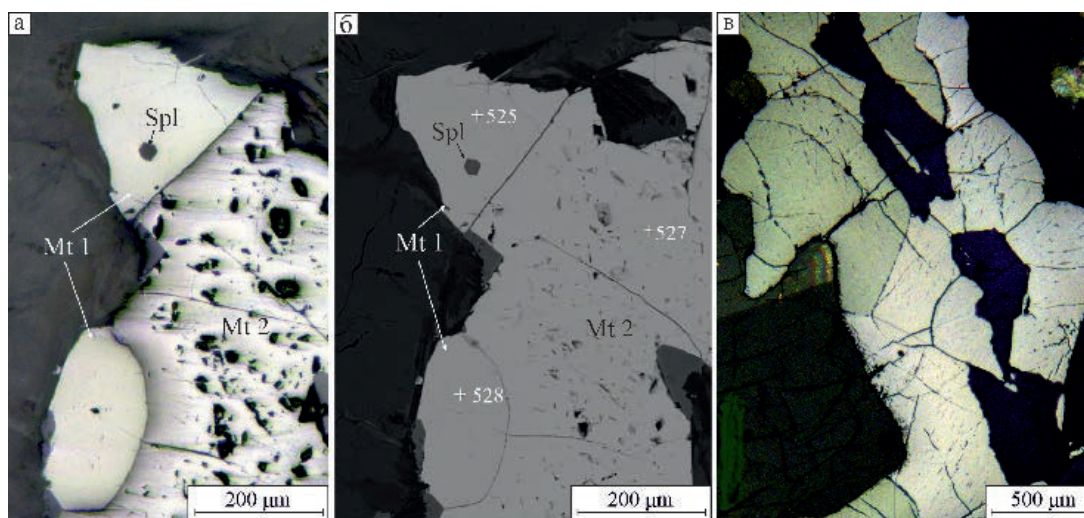


Рис. 1. Две разновидности магнетита (Mt): а – отраженный свет; б – BSE-фото; в – слабая анизотропия магнетита (отраженный свет с анализатором).

Здесь и далее: Spl – шпинель.

Fig. 1. Two magnetite (Mt) types: а – reflected light; б – BSE-image; в – weak anisotropy of magnetite (reflected light with analyzer).

Hereinafter: Spl – spinel.

ражательной способности и химическому составу (табл. 2) эти разновидности магнетита практически идентичны, также как и по фазовому контрасту в обратно-рассеянных электронах (рис. 1б). Их отличия могут быть связаны с различным соотношением Fe³⁺ и Fe²⁺, что подтверждается несколько более высоким отношением Fe/O по данным микрозондового анализа: 3.22 для Mt-1 по сравнению с 3.16 для Mt-2 и может свидетельствовать о большей доле Fe³⁺ в Mt-2. Ранее отмечалась возможность постепенного перехода магнетит-маггемит, причем для разностей, обогащенных Fe³⁺, характерна более высокая твердость и голубоватый оттенок (Минералы..., 1967). В поляризованном свете магнетит обычно изотропен, но в ряде случаев отмечается слабая анизотропия (рис. 1в).

Выделяется также сильно трещиноватый магнетит (рис. 2), который содержит только V₂O₃ до 0.5 мас. %. Трещины в нем залечены эпидотом,

цоизитом и пумпеллеитом. Трещиноватые кристаллы местами ассоциируют с сульфидами. Трещиноватый магнетит, находящийся совместно с не нарушенными кристаллами, выделен в самостоятельный тип и на других объектах, в частности в титаномagnetитовых рудах Пудожгорского месторождения (Трофимов, Голубев, 2008).

Наиболее широко представлен магнетит в виде отдельных индивидов или агрегатов, приуроченных к интерстициям между зернами породообразующих минералов (рис. 3а, б). Обычно такие взаимоотношения силикатов и рудных минералов в магматических горных породах рассматриваются в качестве типичной сидеронитовой структуры, которая «...характеризуется резким ксеноморфизмом магнетита (вообще рудного минерала), цементирующего зерна силикатов...» (Заварицкий, 1955). Наблюдаемые нами взаимоотношения интерстициального магнетита с амфиболом часто другие. Гра-

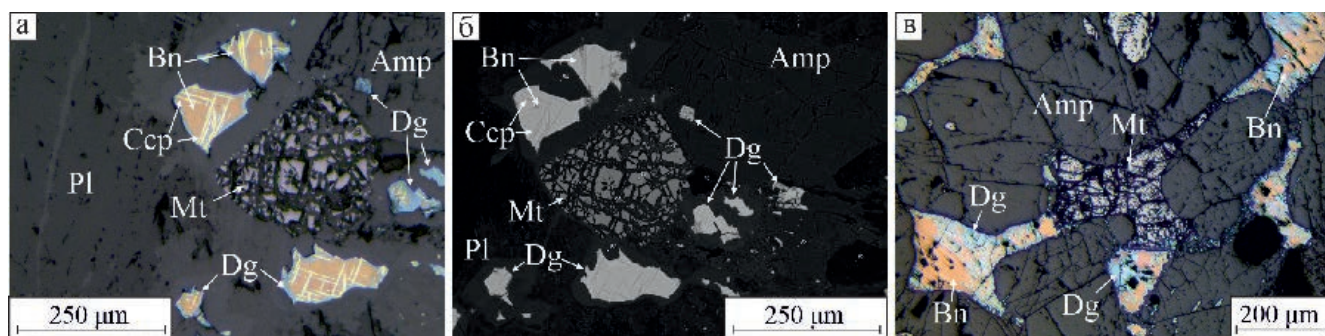


Рис. 2. Трещиноватый магнетит в ассоциации с сульфидами меди.

Отраженный свет (а, в); BSE-фото (б). Здесь и далее: Amp – амфибол, Bn – борнит, Ccp – халькопирит, Dg – дигенит, Pl – плагиоклаз.

Fig. 2. Fractured magnetite in assemblage with Cu sulfides.

Reflected light (a, в); BSE-image (б). Hereinafter: Amp – amphibole, Bn – bornite, Ccp – chalcopyrite, Dg – digenite, Pl – plagioclase.

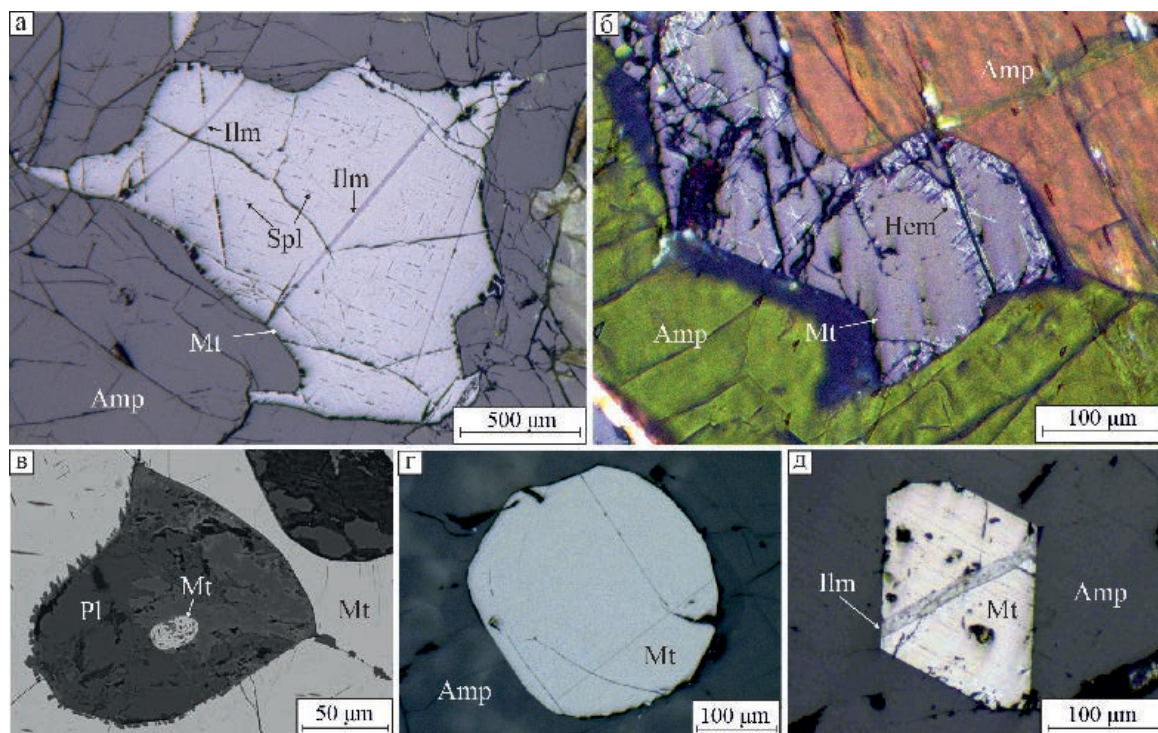


Рис. 3. Морфологические типы магнетита: а, б – интерстициальные в амфиболе; в – включение кристалла округлой формы в плагиоклазе; г – кристалл с комбинацией плоскогранной и округлой поверхностей в амфиболе; д – кристалл плоскогранной формы в амфиболе.

Отраженный свет (а, в–д); отраженный свет с анализатором (б); BSE-фото (в). Здесь и далее: Hem – гематит, Ilm – ильменит.

Fig. 3. Morphological types of magnetite: а, б – interstitial in amphibole; в – rounded crystal in plagioclase; г – crystal with combined plane-faceted and rounded surface in amphibole; д – plane-faceted crystal in amphibole.

Reflected light (а, в–д); reflected light with analyzer (б); BSE-image (в). Hereinafter: Hem – hematite, Ilm – ilmenite.

ницы между этими минералами обычно имеют или плавные округлые контуры (рис. 3а), или магнетит отчетливо идиоморфен. Принадлежность линейных фрагментов границ между амфиболом и магнетитом именно граням магнетита распознается по их параллельной ориентировке относительно законо-

мерно ориентированных пластинчатых выделений гематита, возникших в процессе его мартитизации (рис. 3б).

Широко представлены отдельные включения магнетита в породообразующих силикатах, имеющие преимущественно овальную или округлую

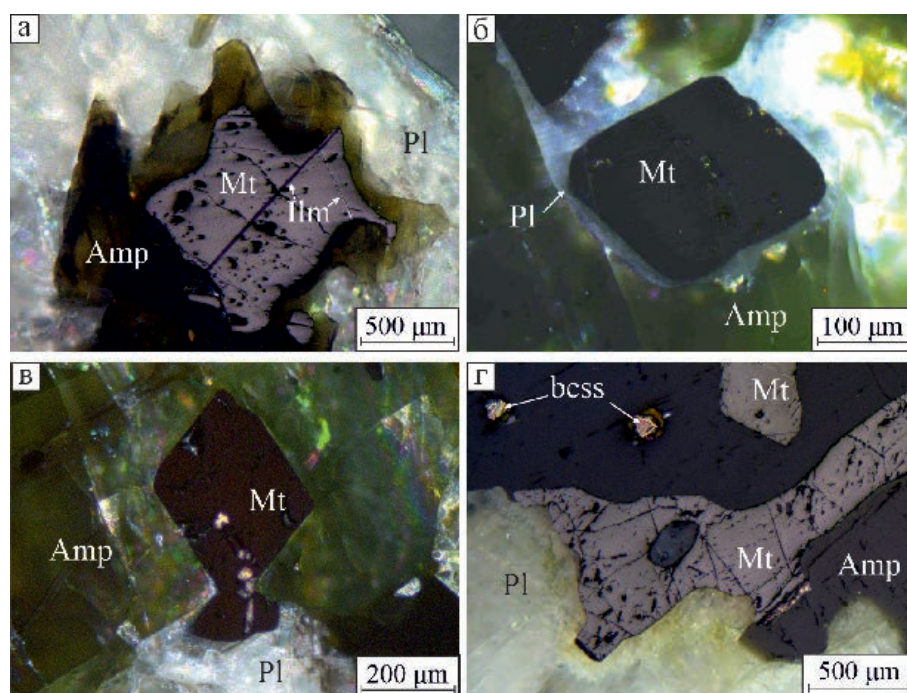


Рис. 4. а – конформное обрамление магнетита амфиболом; б – плагиоклазовая оторочка между амфиболом и идиоморфным зерном магнетита; в – индивид магнетита, идиоморфный по отношению к амфиболу и ксеноморфный по отношению к плагиоклазу; г – сосюритовая каемка по контакту магнетита с плагиоклазом.

bcss – зерна со структурами распада борнит-халькопиритового твердого раствора. Отраженный свет (а, г), отраженный свет с анализатором (б, в).

Fig. 4. а – conformable amphibole rim around magnetite; б – plagioclase rim between amphibole and euhedral magnetite grain; в – euhedral and anhedral magnetite relatively to amphibole and plagioclase, respectively; г – saussurite rim along the contact of magnetite and plagioclase.

bcss – grains with bornite-chalcopryrite exsolution structure. Reflected light (а, г), reflected light with analyzer (б, в).

форму (рис. 3в), часто с отдельными фрагментами плоских граней (рис. 3г) вплоть до полностью плоскогранных кристаллов (рис. 3д).

Чаще магнетит приурочен к амфиболу, что подчеркивается амфиболовыми оторочками вокруг магнетита вблизи границы с плагиоклазом (рис. 4а). Существенно реже кристаллы магнетита находятся в плагиоклазе и вблизи границы с амфиболом конформно обрамляются плагиоклазом (рис. 4б). Часто при контакте магнетита с плагиоклазом отмечается относительный идиоморфизм магнетита по отношению к амфиболу и плавные округлые границы с плагиоклазом (рис. 4в). Плагиоклаз на границе с магнетитом обычно имеет сосюритовую каемку, а амфибол на контакте с магнетитом не преобразован (рис. 4г).

Широко распространены закономерные сростания магнетита с породообразующими силикатами, преимущественно, амфиболом. В амфиболе встречаются мелкие идиоморфные кристаллы магнетита, которые закономерно ориентированы относительно вмещающей кристаллической силикатной

матрицы, что видно по их параллельной ориентировке и совпадению оси четвертого порядка октаэдрических кристаллов магнетита с направлением спайности амфибола (рис. 5а). В ряде случаев выявляется закономерная ориентировка округлых выделений магнетита по отношению к вмещающему амфиболу, которая устанавливается по относительной ориентировке пластинчатых кристаллов ильменита в магнетите и спайности в амфиболе. Замер ориентировки линейных элементов в шлифе (рис. 5б) показал, что пластинки ильменита в трех скругленных монокристаллах магнетита имеют параллельную ориентировку, которая практически совпадает с биссектрисой угла между линиями выхода плоскостей спайности амфибола на поверхность аншлифа. Возможность закономерного сростания магнетита и роговой обманки с параллельной ориентировкой [111] магнетита и [001] роговой обманки отмечена в работе (Минералы..., 1967). Наблюдаемое сростание магнетита и амфибола также объясняется такой закономерностью (рис. 5). Если принять угол между плоскостями спайности

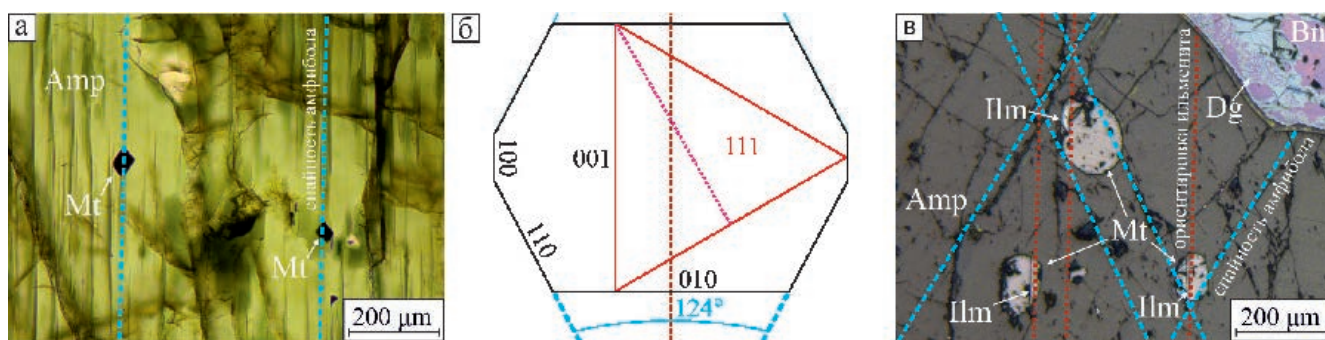


Рис. 5. Закономерно ориентированные сростания магнетита с амфиболом: а – параллельная ориентировка осей четвертого порядка октаэдрических кристаллов магнетита и спайности в амфиболе; б – схема закономерного сростания магнетита и амфибола; в – параллельная ориентировка пластинчатых кристаллов ильменита в каплевидных выделениях магнетита и ее совпадение с биссектрисой угла между плоскостями спайности в амфиболе. Отраженный свет с анализатором (а) и без анализатора (в).

Fig. 5. Regularly oriented magnetite–amphibole intergrowths: а – parallel orientation of fourth order axes of octahedral magnetite crystals and cleavage in amphibole; б – scheme of regular magnetite–amphibole intergrowth; в – parallel orientation of lamellar ilmenite crystals in drop-shaped magnetite aggregates and its coincidence with a bisector of an angle between cleavage planes of amphibole. Reflected light with (а) and without (в) analyser.

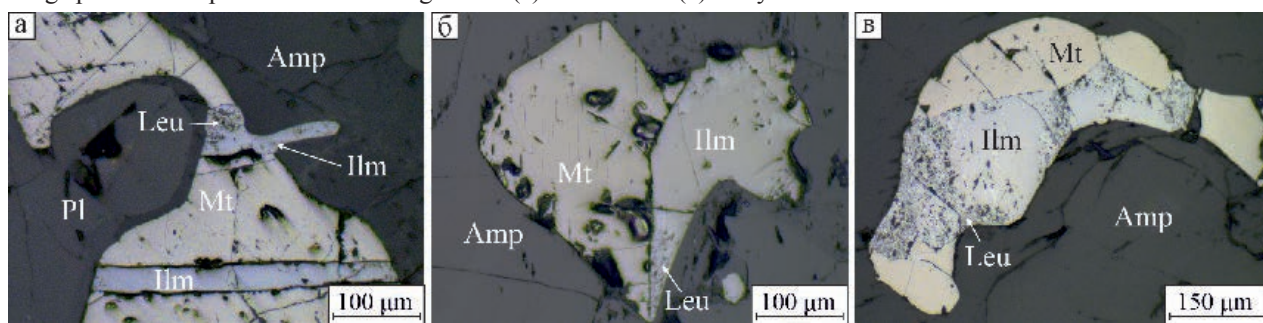


Рис. 6. Варианты присутствия ильменита за пределами магнетита: а – частичное проникновение кристалла ильменита за пределы магнетита; б, в – сростание равновеликих кристаллов магнетита и ильменита в амфиболе.

Leu – лейкоксен. Отраженный свет.

Fig. 6. Occurrence of ilmenite outside magnetite: а – partial penetration of ilmenite crystal outside magnetite; б, в – aggregates of equal-sized magnetite and ilmenite crystals in amphibole.

Leu – leucogene. Reflected light.

в амфиболе в 124° , то след от одной из октаэдрических граней магнетита, с которой совпадает ориентировка пластинчатых кристаллов ильменита, на плоскости третьего пинакоида амфибола должен совпадать с биссектрисой острого угла между плоскостями спайности.

Анализ относительного идиоморфизма магнетита и основных породообразующих силикатов свидетельствует об их близодновременной кристаллизации: магнетит может кристаллизироваться как раньше, так и позже плагиоклаза, но обычно – несколько раньше амфибола. Не установлены случаи присутствия магнетита в трещинах, секущих силикаты. Эти структурные особенности свидетельствуют в пользу анхизвтектического характера рудоносных амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень.

Следует обратить внимание на многочисленные округлые границы между силикатами и магнетитом. Каплевидные выделения магнетита встречаются как в плагиоклазе, так и в амфиболе, что указывает на возможность проявления жидкостной несмешиваемости силикатного и рудного расплава. Взаимная закономерная ориентировка выделений магнетита и силикатов свидетельствует о возможности структуризации и упорядочения гетерогенного рудно-силикатного расплава в условиях, близких к эвтектическим.

Ильменит является вторым по распространенности рудным минералом. Он содержит незначительное количество примесей кроме MnO , содержание которого достигает 8.61 мас. %. Ильменит встречается чаще всего внутри индивидов магнетита. Редко кристаллы ильменита наблюдаются

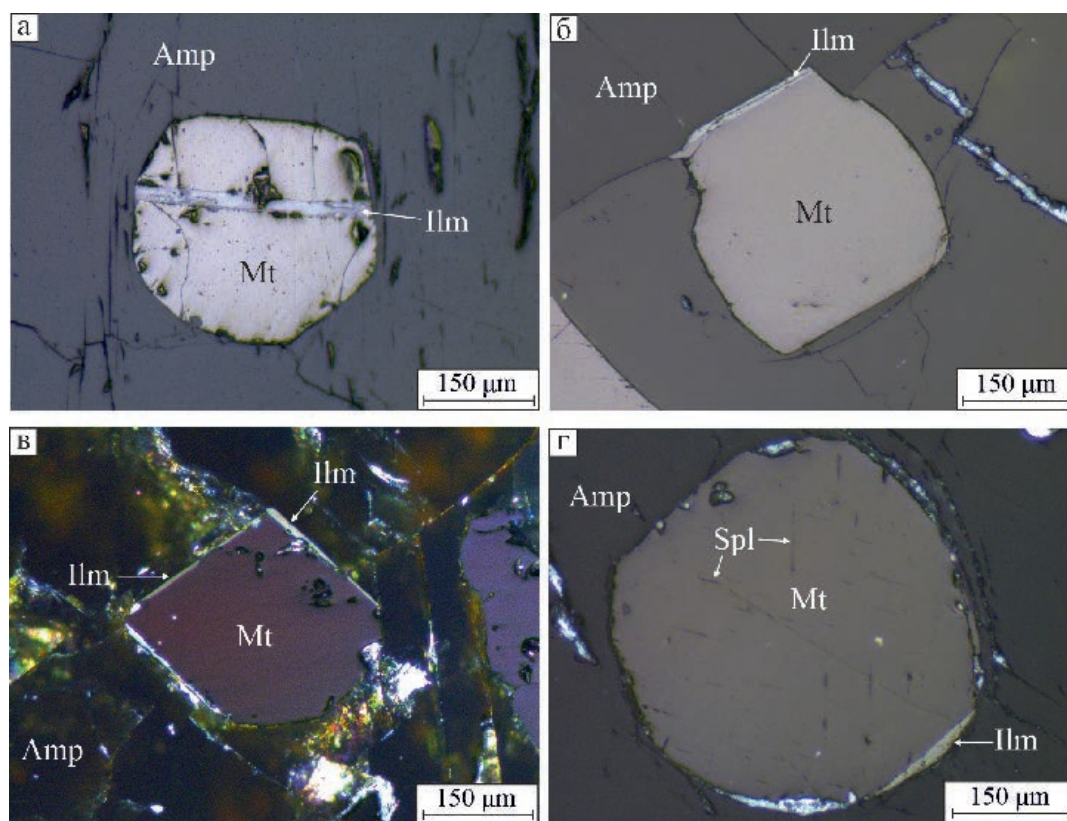


Рис. 7. Взаимоотношения ильменита с кристаллами магнетита: а – единственный кристалл ильменита в магнетите; б – кристалл ильменита на контакте магнетита с амфиболом; в – кристаллы ильменита на контакте трех граней магнетита с амфиболом; г – кристалл ильменита, имеющий плоскую границу с магнетитом и округлую – с амфиболом.

Отраженный свет (а, б, г), отраженный свет с анализатором (в).

Fig. 7. Relationships of ilmenite with magnetite crystals: а – ilmenite crystal in magnetite; б – ilmenite crystal at the contact of magnetite with amphibole; в – ilmenite crystals along the contact of three faces of magnetite with amphibole; г – ilmenite crystal with flat and round boundaries between magnetite and amphibole, respectively.

Reflected light (а, б, г), reflected light with analyzer (в).

в породообразующих силикатах (рис. 6). В одном образце отмечено частичное проникновение пластинок ильменита в силикатную матрицу (рис. 6а), в другом – сростание двух закономерно ориентированных равновеликих индивидов магнетита и ильменита в амфиболе, где идиоморфный по отношению к магнетиту ильменит контактировал с амфиболом (рис. 6б).

Ильменит в магнетите образует разнообразные по форме и размеру выделения, которые характеризуются закономерной ориентировкой относительно кристаллической структуры магнетита. Широко представлены отдельные пластинки ильменита толщиной первые десятки микрометров, которые по отношению к кристаллам магнетита могут располагаться в центральной части кристаллов (рис. 7а) или на границе магнетита с силикатами (рис. 7б), иногда обрамляя кристаллы магнетита практически со всех сторон (рис. 7в). В случае округлых

выделений магнетита кристаллы ильменита часто имеют прямолинейные границы с магнетитом и округлые – с силикатами (рис. 7г).

Местами закономерная ориентировка пластинок ильменита в кристаллах магнетита нарушается (рис. 8). Обращает на себя внимание присутствие закономерно ориентированных кристаллов ильменита в магнетите, а произвольно ориентированные пластины тяготеют к контактам кристалла магнетита с силикатами (рис. 8б).

В образцах практически не встречаются характерные для магнетита решетчатые структуры с закономерно ориентированными пластинчатыми кристаллами ильменита по $\{111\}$ магнетита, которые обычно интерпретируются как типичные структуры распада твердого раствора. Близкие по морфологическим особенностям пластинчатые выделения ильменита (рис. 9а) всегда представлены совместными сростаниями со шпинелью без ха-

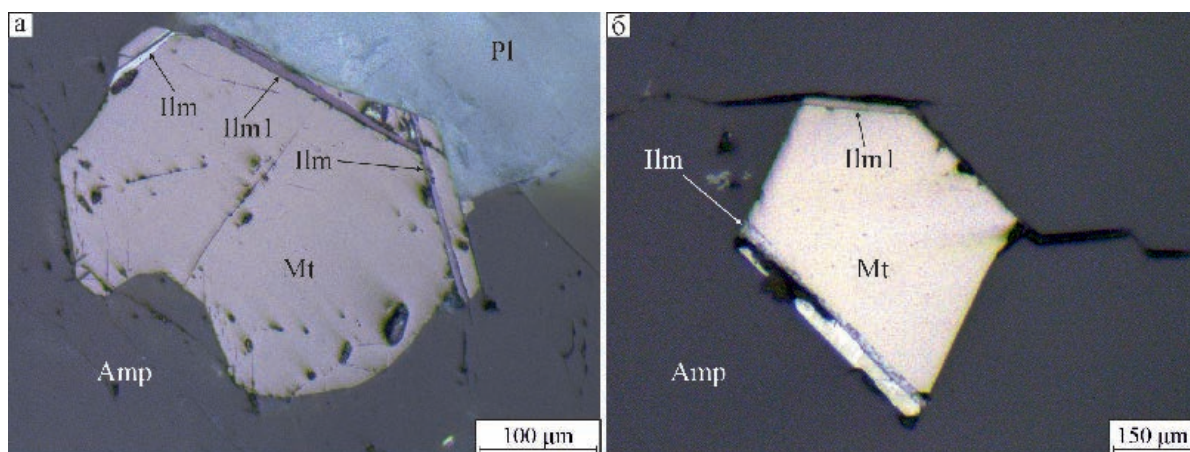


Рис. 8. Закономерная (Ilm) и произвольная (Ilm1) ориентировка пластинок ильменита по отношению к граням кристаллов магнетита: а – отраженный свет с анализатором, б – отраженный свет.

Fig. 8. Regular (Ilm) and random (Ilm1) orientation of ilmenite plates relatively to the faces of magnetite crystals: reflected light with (a) and without (b) analyzer.

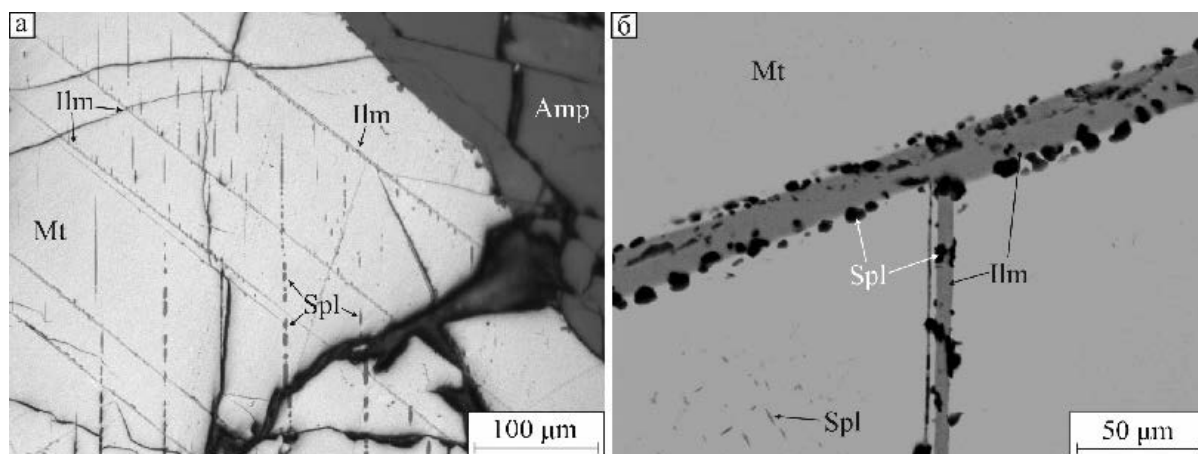


Рис. 9. Закономерно ориентированные выделения ильменита в сростании со шпинелью по отношению к вмещающему кристаллу магнетита: а – отраженный свет; б – BSE-фото.

Fig. 9. Regularly oriented ilmenite grains intergrown with spinel relatively to the host magnetite crystal: а – reflected light; б – BSE-image.

рактерного для структур распада твердого раствора выклинивания разноориентированных пластинок ильменита в области их сочленения (рис. 9б).

Ильменит в этих сростаниях обогащен Mn (2.45–6.63 мас. %), примесь которого не установлена во вмещающем магнетите. Небольшой размер (первые микрометры) выделений шпинели не позволяет точно определить ее состав в связи с влиянием на результаты анализа ильменита. Это отчетливо проявляется в пропорциональном росте содержаний TiO_2 и MnO в шпинели, однако анализы ее наиболее крупных выделений размером до 6–10 мкм пересчитываются на формулу $(\text{Mg}_{0.66}\text{Fe}^{2+}_{0.34})_{1.00}(\text{Al}_{1.99}\text{Fe}^{3+}_{0.01})_{2.00}\text{O}_4$, соответствующую пле-

онасту. Пластины ильменита могут располагаться не только в пределах монокристаллов магнетита, но и, сохраняя ориентировку, частично проникать в смежные зерна магнетита с другой кристаллической ориентировкой. Пересечение пластинчатыми кристаллами ильменита границ разноориентированных зерен магнетита фиксируется также методом дифракции обратно-рассеянных электронов (рис. 10).

В другом образце также наблюдалось пересечение границ различно ориентированных зерен магнетита пластинчатыми кристаллами ильменита. Взаимная ориентировка зерен магнетита установлена по пластинчатым выделениям шпинели

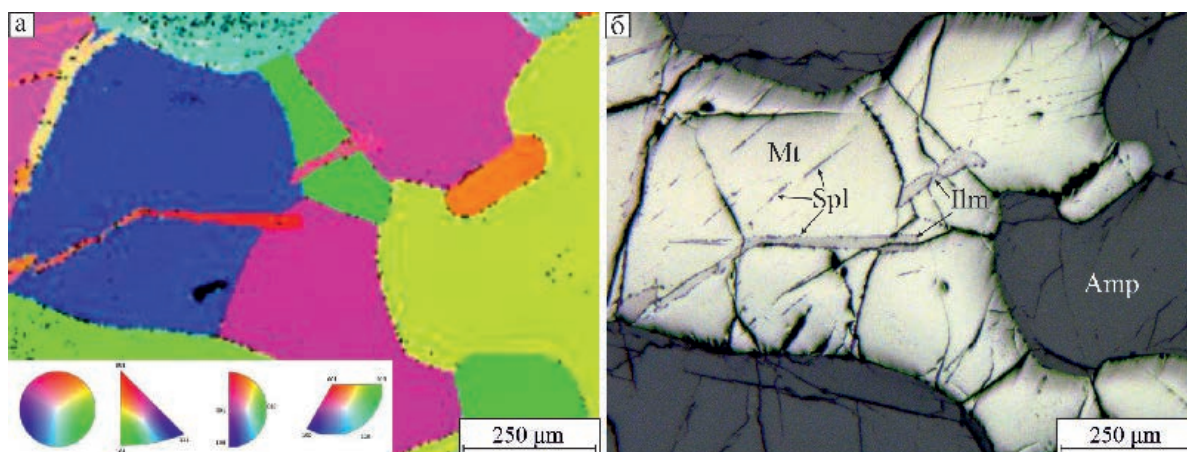


Рис. 10. Пересечение пластинчатыми кристаллами ильменита границ разноориентированных зерен магнетита: а – дифракция обратно-рассеянных электронов; б – отраженный свет.

Fig. 10. Intersection of variously oriented magnetite grains by lamellar ilmenite crystals: а – electron back-scattered diffraction; б – reflected light.

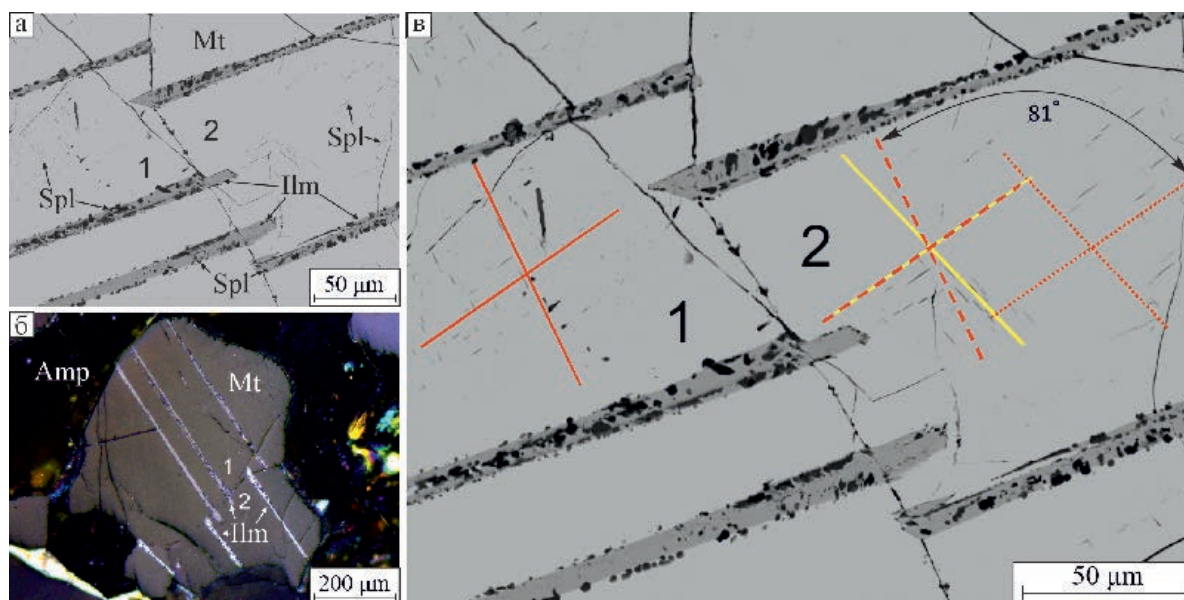


Рис. 11. Пересечение пластинчатыми кристаллами ильменита границы разноориентированных кристаллов магнетита 1 и 2.

Красные и желтые линии – взаимная ориентировка шпинелевых пластинок распада в кристаллах магнетита 1 и 2, соответственно. BSE-фото (а, в), отраженный свет с анализатором (б).

Fig. 11. Intersection of variously oriented magnetite crystals 1 and 2 by lamellar ilmenite crystals.

Red and yellow lines, mutual orientation of spinel exsolution plates in magnetite crystals 1 and 2, respectively. BSE-images (а, в), reflected light with analyzer (б).

в смежных зернах. Система пластинок шпинели, ориентированная под острым углом к кристаллам ильменита (рис. 11а, б), в зернах магнетита 1 и 2 почти параллельна, отличаясь на 1–2°, а расположение пластинок шпинели второй системы, отличается в зернах магнетита 1 и 2 на 16–17°. Ориентировка следа от кристаллов ильменита на поверхности шлифа в обоих зернах магнетита совпадает, хотя

при введенном анализаторе наблюдается различное погасание кристаллов ильменита в смежных зернах магнетита, что указывает на их различную объемную ориентировку (рис. 11в). Анализ ориентировки смежных кристаллов магнетита свидетельствует о закономерном их сростаний. На это указывает и то, что направления взаимной ориентировки пластинок шпинели, возникшей в результате распада

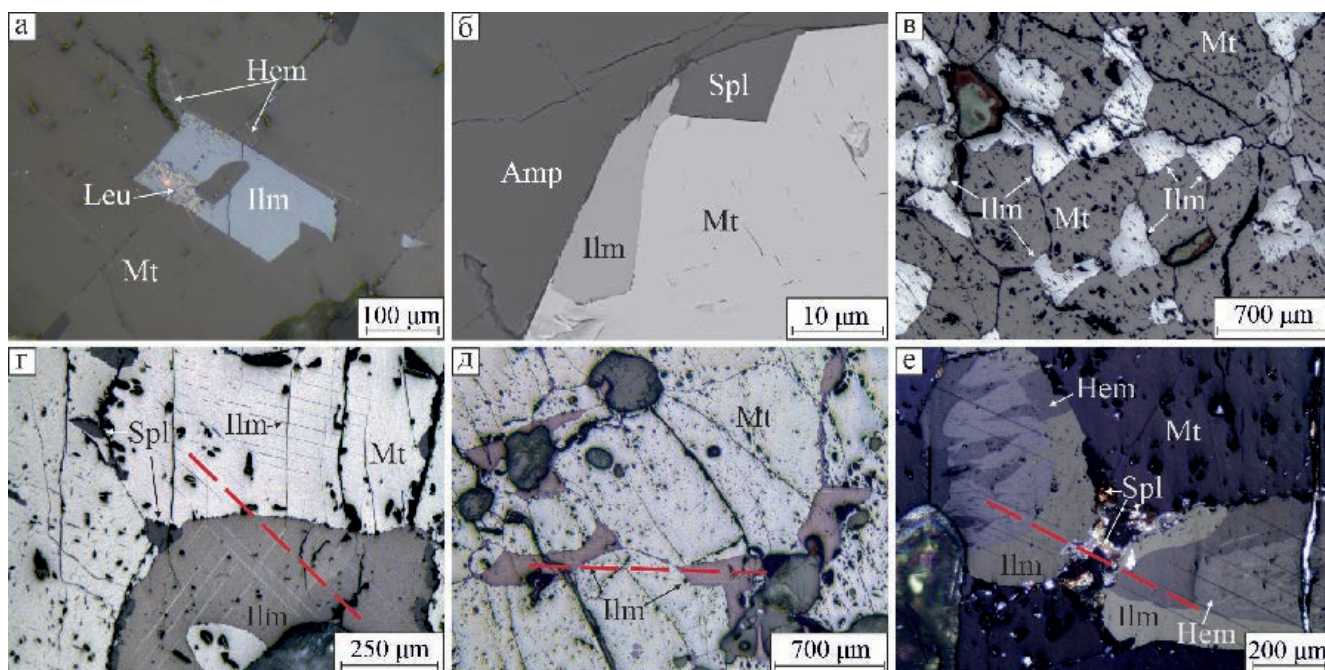


Рис. 12. Разная позиция и ориентировка ильменита по отношению к вмещающим минералам: а – на контакте двух разноориентированных зерен магнетита; б – на контакте амфибола и магнетита; в – зерна совместно с магнетитом; г – параллельная ориентировка пластинчатых двойников в ильмените и пластинок распада шпинели в смежном зерне магнетита; д, е – параллельная ориентировка двойников в различных зернах ильменита (д) и гемоильменита (е).

Красные линии подчеркивают совпадение ориентировки рассматриваемых линейных элементов в смежных минералах. Отраженный свет с анализатором (а, г, д, е) и без (в); BSE-фото (б).

Fig. 12. Different position and orientation of ilmenite relatively to host minerals: а – at the contact of two variously oriented magnetite grains; б – at the contact of amphibole and magnetite; в – grains together with magnetite; г – parallel orientation of lamellar twins in ilmenite and spinel exsolution plates in adjacent magnetite grain; д, е – parallel orientation of twins in various grains of ilmenite (д) and hemoilmenite (е).

Red lines highlight the coincident orientation of linear elements in adjacent minerals. Reflected light with (а, г, д, е) and without (в) analyzer; BSE-image (б).

твердого раствора, в зерне 1 после поворота на 81° полностью совпадает с ориентировкой аналогичных направлений в зерне 2 (рис. 11в). Природа этого закономерного срастания пока не установлена, но факт его существования представляется важным для анализа срастаний рудных минералов в амфиболовых габбро. Во всех случаях пересечений кристаллами ильменита границ смежных зерен магнетита пластинчатые кристаллы ильменита приурочены преимущественно к одному зерну магнетита с незначительным проникновением в смежные зерна магнетита.

Встречаются также частично ограненные кристаллы ильменита, секущие межзерновые границы магнетитовых агрегатов, в которых различная ориентировка смежных зерен магнетита отчетливо устанавливается по ориентировке в них пластинок гематита, возникших в процессе мартитизации (рис. 12а).

Наблюдались более крупные (до 100 мкм и более) пластинчатые выделения ильменита в магне-

тите, которые также закономерно ориентированы относительно его кристаллической структуры, что устанавливается по параллельной ориентировке следов выхода на плоскость шлифа пластинчатых вростков шпинели в магнетите и граней ильменита. Кристаллы ильменита часто приурочены к границам магнетита с силикатами, и в этом случае они обычно ксеноморфны по отношению к силикатам и идиоморфны по отношению к магнетиту (рис. 12б). Распространены отдельные крупные изометричные зерна ильменита с размером индивидов до 1 мм, образующие зернистые агрегаты с близкими по размеру индивидами магнетита (рис. 12в). Иногда в зернах ильменита наблюдаются тонкие двойниковые субиндивиды. Отмечается их параллельное положение в не контактирующих ильменитовых зернах (рис. 12д, е), что позволяет предположить их согласованную ориентировку. Возможно, это связано с тем, что в объеме они представляют собой единый индивид сложной морфологии, од-

Таблица 3

Химический состав различных структурно-морфологических типов ильменита, мас. %

Table 3

Chemical composition of ilmenite of various structural and morphological types, wt. %

Тип ильменита	TiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	MnO	FeO _{общ}	Количество катионов в эмпирической формуле	
						TiO ₂	FeO+MnO+MgO
Пластины со шпинелью (28)	<u>40.69–54.98</u> 51.84	<u>0.00–7.50</u> –	<u>0.00–1.25</u> 0.20	<u>3.43–8.61</u> 5.98	<u>34.95–49.48</u> 41.38	0.86–1.16	1.08
Одиночные пластины (7)	<u>50.74–52.61</u> 51.48	<u>0.00–1.97</u> 0.93	<u>0.00–0.12</u> 0.09	<u>2.70–6.86</u> 4.89	<u>40.51–41.89</u> 41.37	1.05–1.14	1.09
Изометричные зерна (7)	<u>47.16–51.96</u> 49.67	<u>0.00–3.58</u> 1.94	<u>0.00</u> –	<u>1.81–6.49</u> 3.30	<u>41.86–48.89</u> 45.00	0.96–1.08	0.99

Примечание. В скобках указано количество анализов, в числителе – диапазон значений, в знаменателе – модальное значение.

Note. The number of analyses is given in parentheses; nominator – a range of values, denominator – the modal value.

нако наблюдается определенная согласованность ильменитовых зерен и с индивидами вмещающих их магнетитовых агрегатов. Например, одно из направлений ориентировки двойниковых субиндивидов в ильмените совпадает с линейной ориентировкой пластинчатых выделений шпинели в смежном зерне магнетита (рис. 12г). Это наблюдение не единично и можно предполагать существование закономерности ориентировки относительно структуры магнетита не только типичных пластинчатых вростков, но и зернистых выделений ильменита.

Из всего разнообразия можно выделить три основных морфологически типа ильменита: пластинчатые кристаллы с вростками шпинели в магнетите, одиночные пластины в отдельных кристаллах магнетита, изометричные индивиды в зернистых ильменит-магнетитовых агрегатах.

Химический состав ильменита разных морфологических типов стабилен и не имеет заметных отличий (табл. 3). Можно отметить только пониженные содержания MnO в изометричных индивидах зернистого ильменита и наиболее близкие к стехиометрическому составу соотношения в нем TiO₂ к сумме двухвалентных катионов; в остальных типах ильменита эти отношения несколько выше 1.

Индивиды ильменита в различной степени замещены агрегатами вторичных минералов, представленных рутилом, титанитом, гемоильменитом (рис. 13, табл. 4). Вторичные изменения ильменита наиболее полно проявлены в трещиноватом магнетите, который часто встречается в ассоциации с сульфидными минералами.

Шпинель является третьим по распространенности минералом в рассматриваемом парагенезисе. Она встречается только в виде включений в магнетите. Можно выделить несколько структурно-морфологических типов шпинели: пластинчатые, скелетные и изометричные выделения размером от первых до десятков микрометров; межкристаллические идиоморфные часто зональные выделения размером до 50–100 мкм по границам индивидов магнетита или ильменита; тесные сростания с пластинчатым ильменитом; кристаллы, приуроченные к границам магнетита с силикатами и сульфидами.

Наиболее распространены закономерно ориентированные выделения шпинели в магнетите, которые обычно рассматриваются как структуры распада твердых растворов (рис. 14). Наблюдались пластинчатые выделения шпинели, ориентированные по {100} магнетита, изометричные вростки частично ограненных октаэдрических кристаллов (рис. 14а) и скелетные кристаллы в виде реберных форм по {111} (рис. 14б). Небольшие (первые микрометры) размеры кристаллов шпинели не позволяют точно охарактеризовать ее состав. По результатам анализов наиболее крупных выделений среди них преобладает плеонаст с отношением Mg/Al 1.5–2.1 и примесями ZnO ~1.5 мас. % и MnO до 0.67 мас. %.

Более крупные выделения шпинели приурочены к границам зерен магнетита в полигональных агрегатах, которые обычно прямолинейны (рис. 15а), но распространена и межкристаллическая шпинель, приуроченная к поверхностям, имеющим в плоскости аншлифа округлые очертания

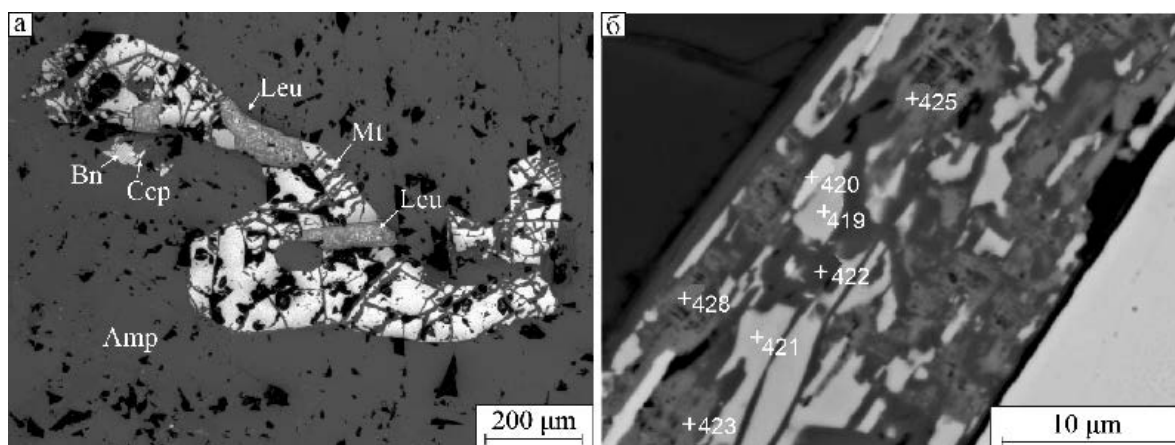


Рис. 13. Индивиды ильменита, замещенные вторичными минералами: а – отраженный свет; б – BSE-фото.
Fig. 13. Ilmenite replaced by secondary minerals: a – reflected light; б – BSE-image.

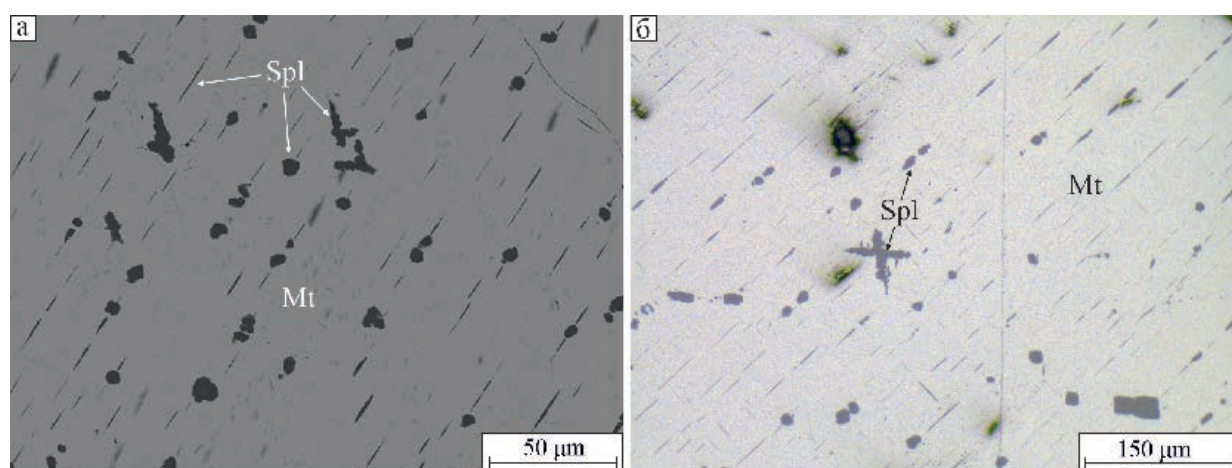


Рис. 14. Пластинки шпинели по {100} и скелетные кристаллы шпинели по {111} в магнетите, возникшие в результате распада твердого раствора: а – BSE-фото; б – отраженный свет.
Fig. 14. Exsolution spinel lamellas along {100} and skeletal spinel crystals along {111} in magnetite: a – BSE-image; (б) – reflected light.

Химический состав вторичных минералов по ильмениту, мас. %

Таблица 4

Chemical composition of secondary minerals after ilmenite, wt. %

Table 4

№ точки	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	MnO	FeO _{общ}
419, Ильменит	–	–	1.92	1.77	54.37	10.48	38.15
420, Гемоильменит	–	0.32	3.05	2.54	25.78	1.65	67.97
421, Ильменит	0.09	0.24	1.93	2.01	53.60	11.04	37.53
422, Титанит	0.42	0.54	27.79	25.99	41.92	0.76	5.10
423, Рутил (лейкоксен)	0.15	0.30	2.32	3.44	94.73	–	2.61
425, Рутил (лейкоксен)	0.30	0.33	3.88	4.20	95.81	–	1.82
428, Рутил (лейкоксен)	–	0.64	5.93	5.91	90.38	–	2.12

Примечание. Номера аналитических точек совпадают с номерами на рис. 13б.

Note. Numbers of analytical points coincide with those in Fig. 13б.

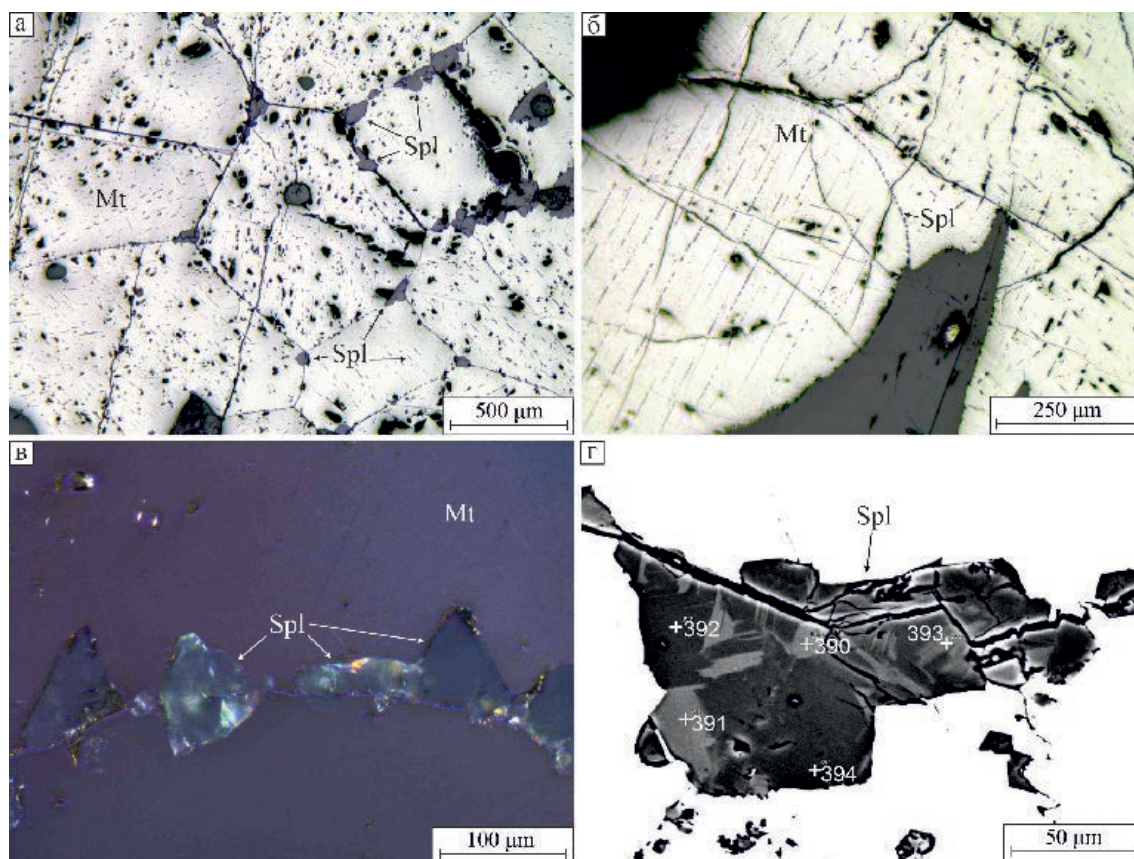


Рис. 15. Межкристаллические выделения шпинели: а – по прямолинейным границам в полигональных агрегатах магнетита; б – по округлой границе между различно ориентированными зернами магнетита; в – внутренние рефлексy в прозрачных кристаллах шпинели; г – зональное строение кристаллов шпинели.

Отраженный свет (а, б), отраженный свет с анализатором (в), BSE-фото (г).

Fig. 15. Interstitial spinel: а – along straight boundaries in polygonal magnetite aggregates; б – along the rounded boundary between variously oriented magnetite grains; в – internal reflexes in transparent spinel crystals; г – zoned spinel crystals.

Reflected light (а, б), reflected light with analyzer (в), BSE-image (г).

(рис. 15б). Эта шпинель прозрачна и в отраженном свете проявляет отчетливые голубовато-зеленые рефлексy (рис. 15в). В обратно-отраженных электронах выявляется зональность кристаллов (рис. 15г), в которых светлые зоны отличаются повышенным содержанием Ti при снижении доли Mg, Al и Zn по сравнению с темными зонами (табл. 5). Межзерновая шпинель относится к плеонасту с соотношением MgO/FeO, варьирующим от 0.66 в Ti-содержащих разностях до 1.12 в разностях без Ti.

Иногда наблюдается закономерная ориентировка отдельных прямолинейных граней кристаллов межзерновой шпинели относительно вмещающих кристаллов магнетита, что установлено по их параллельной ориентировке относительно пластин шпинели, образовавшихся в результате распада твердого раствора в смежных индивидах магнетита.

Широко распространены выделения шпинели в сростании с пластинчатыми кристаллами ильменита (рис. 8, 10, 16а). П. Рамдор, рассматривая аналогичные шпинель-ильменитовые сростания, отмечает, что «...Шпинель почти во всех парагенезисах идиоморфна или представлена метакристаллами. Исключением из этого правила являются лишь тонкие тельца распада по границам ильменитовых пластинок в магнетите...» (Рамдор, 1962, с. 871–872, фиг. 528). В.А. Попов, ссылаясь на ту же фотографию из монографии П. Рамдора, лишь добавляет, что это распад с последующей частичной перекристаллизацией с разделением на части. В последующих публикациях (Бетехтин и др., 1958, 1964; Симаненко и др., 2012) эта интерпретация принимается без дополнительных исследований. Симаненко и др. (2012) отмечает, что обособление компонента (в данном случае шпинели), выпадающего из рас-

Таблица 5

Химический состав зональных кристаллов шпинели (мас. %)

Table 5

Chemical composition of zoned spinel crystals (wt. %)

№ точки	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	FeO _{общ}	ZnO	MgO/FeO	Сумма	Эмпирическая формула
Светлые зоны на BSE-изображении									
390	12.43	61.49	8.05	—	18.16	1.73	0.68	101.88	(Mg _{0.49} Fe ²⁺ _{0.32} Ti _{0.16} Zn _{0.03}) _{1.00} (Al _{1.92} Fe ³⁺ _{0.08}) _{2.00} O _{4.00}
391	12.04	60.78	8.68	—	18.00	1.77	0.67	101.27	(Mg _{0.48} Fe ²⁺ _{0.31} Ti _{0.17} Zn _{0.04}) _{1.00} (Al _{1.91} Fe ³⁺ _{0.09}) _{2.00} O _{4.00}
393	14.23	62.95	5.54	—	18.13	2.34	0.78	103.20	(Mg _{0.54} Fe ²⁺ _{0.30} Ti _{0.11} Zn _{0.05}) _{1.00} (Al _{1.91} Fe ³⁺ _{0.09}) _{2.00} O _{4.00}
Темные зоны на BSE-изображении									
392	17.00	66.31	—	0.40	17.52	3.14	0.97	104.37	(Mg _{0.63} Fe ²⁺ _{0.30} Zn _{0.06} Mn _{0.01}) _{1.00} (Al _{1.94} Fe ³⁺ _{0.06}) _{2.00} O _{4.00}
394	16.67	63.44	—	—	16.95	2.92	0.98	99.99	(Mg _{0.64} Fe ²⁺ _{0.30} Zn _{0.06}) _{1.00} (Al _{1.93} Fe ³⁺ _{0.07}) _{2.00} O _{4.00}

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 15г.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Fig. 15g.

Таблица 6

Состав шпинели ильменит-шпинель-магнетитовых сростаний, мас. %

Table 6

Composition of spinel from ilmenite-spinel-magnetite intergrowths, wt. %

№ точки	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	FeO _{общ}	ZnO	MgO/FeO	Эмпирическая формула
659	17.18	64.48	—	—	16.11	2.23	1.07	(Mg _{0.66} Fe ²⁺ _{0.30} Zn _{0.04}) _{1.00} (Al _{1.95} Fe ³⁺ _{0.05}) _{2.00} O _{4.00}
661	17.35	63.96	0.34	0.35	15.81	2.19	1.1	(Mg _{0.66} Fe ²⁺ _{0.28} Zn _{0.04} Mn _{0.01} Ti _{0.01}) _{1.00} (Al _{1.94} Fe ³⁺ _{0.06}) _{2.00} O _{4.00}

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 16б.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Fig. 16b.

твор в твердом состоянии вдоль границ между зернами вмещающего минерала, является дальнейшей стадией эволюции распада твердых растворов. Предполагается, что при распаде твердого раствора из магнетита выделяется шпинель, использующая границу индивидов ильменита и магнетита как благоприятную область для гетерогенного зарождения и последующего роста в диффузионном режиме. При этом не учитывается важная особенность таких сростаний: выделения шпинели приурочены не только к границам ильменита и магнетита, но они в большом количестве присутствуют и внутри пластинчатых кристаллов ильменита (рис. 16а). Следовательно, необходимо предположить, что на первом этапе происходит распад твердого раствора магнетита с выделением пластинчатых кристаллов ильменита, содержащего значительные количества Mg и Al, который потом распадается на ильменитовую и шпинелевую фазы. Результаты микрозондовых анализов ильменита из таких сростаний показаны в табл. 3, а шпинели – в табл. 6. С учетом близких соотношений ильменитовой и шпинелевой фаз в таких сростаниях, исходный ильменит должен содержать около 30 мас. % Al₂O₃. Описание ильменита такого состава нам найти не удалось.

Особенности сростания агрегатов шпинели и ильменита свидетельствует об их образовании в

результате совместного роста (рис. 16б). Это можно проследить на более крупных кристаллах ильменита, на которые шпинель нарастает по грани пинакоида и ромбоэдра ильменита (рис. 16г). На грани пинакоида ильменита, скорость роста которой ниже, чем у грани ромбоэдра, шпинель проникает за пределы кристалла ильменита в магнетит (рис. 16д). На грани ромбоэдра скорости роста ильменита и шпинели приблизительно равны и минералы образуют общую поверхность грани (рис. 16г). Образование магнетит-ильменит-шпинелевых сростаний сложно объяснить на основе механизма распада твердого раствора, но они вполне реальны при совместном росте шпинели и ильменита при кристаллизации богатого Fe и R расплава, аналогичного изученному экспериментально (Hou et al., 2018).

Шпинель представлена плеонастом с отношением MgO/FeO близким к единице (табл. 6). Профиль через ильменит-шпинель-магнетитовый агрегат (рис. 16а) свидетельствует о стабильности состава шпинели при переходе из ильменита в магнетит с незначительным увеличением в ней доли Fe и Ti в пограничной области. В ильменит-шпинелевых сростаниях шпинель часто содержит высокие концентрации ZnO (до 12.4 мас. %), при этом Zn не установлен в ассоциирующих ильмените и магнетите (рис. 16в, д, табл. 7).

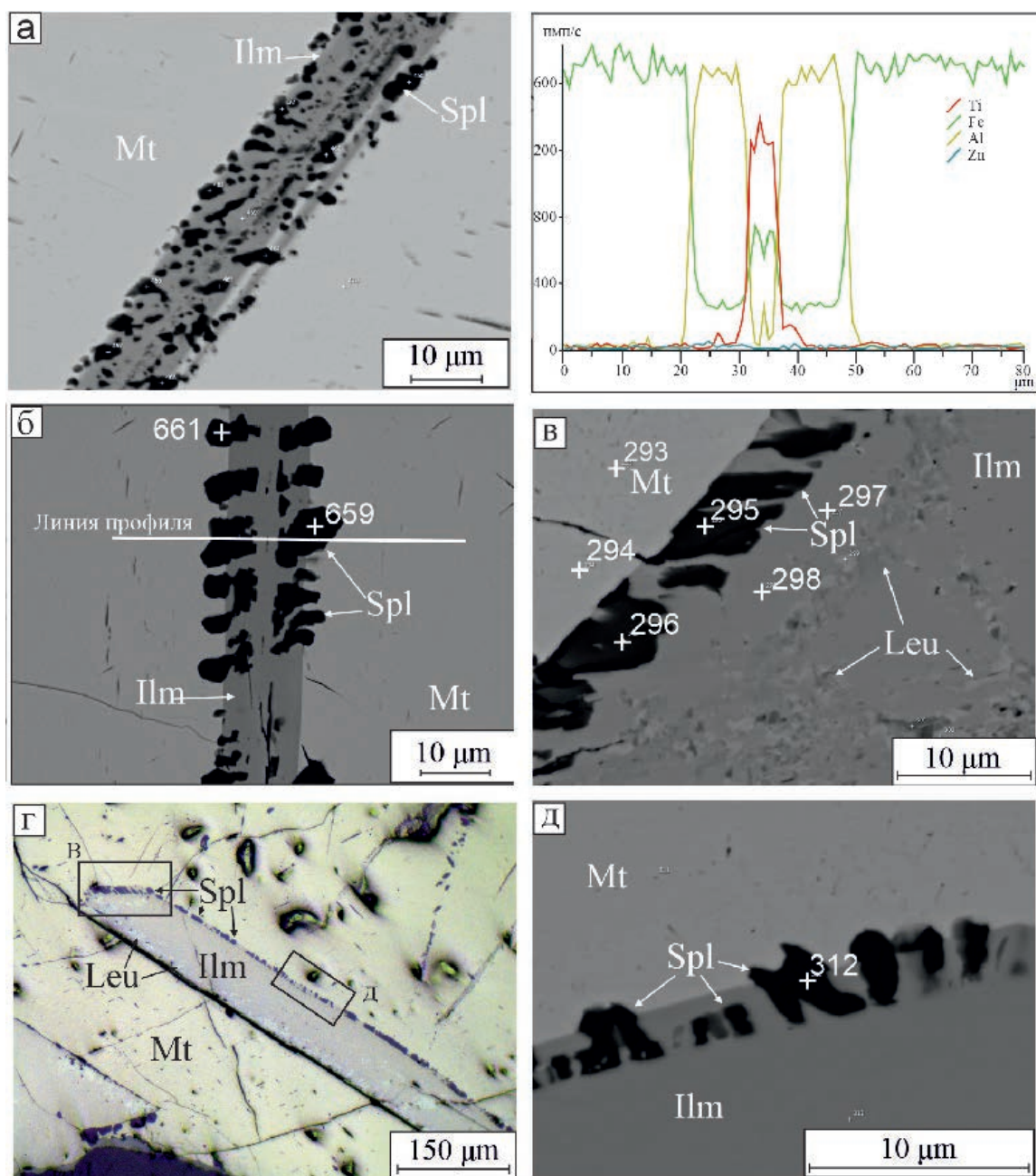


Рис. 16. Особенности сростаний шпинели и ильменита в магнетите: а – ильменит с включениями шпинели, расположенными во внутренних частях и на периферии пластинчатого кристалла ильменита, и профиль характер изменения состава сосуществующих минералов; б – сростание ильменита и шпинели; в – общий фронт кристаллизации шпинели и ильменита в пирамиде роста ромбоэдра ильменита; г – пинакоидальный кристалл ильменита с вростками шпинели по периферии; д – опережающий рост шпинели в пирамиде роста пинакоида ильменита.

BSE-фото (а, б, в, д), отраженный свет (г).

Fig. 16. Peculiarities of spinel and ilmenite aggregates in magnetite: а – ilmenite with spinel inclusions located in the inner parts and at the periphery of a lamellar ilmenite crystal and a profile of varying composition of coexisting minerals; б – intergrowth of ilmenite and spinel; в – general crystallization front of spinel and ilmenite in the growth pyramid of ilmenite rhombohedron; г – pinacoidal ilmenite crystal with spinel ingrowths at the periphery; д – advancing growth of spinel in the growth pyramid of ilmenite pinacoid.

BSE-images (а, б, в, д), reflected light (г).

Таблица 7

Состав минералов ильменит-шпинель-магнетитовых сростаний, мас. %

Table 7

Mineral composition of ilmenite-spinel-magnetite intergrowths, wt %

Номер точки	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₃	MnO	FeO _{общ}	ZnO	Эмпирическая формула
293, Mt	—	—	0.86	0.88	—	98.27	—	(Fe ²⁺ _{0.98} Ti _{0.02}) _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.97} V _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}
294, Mt	—	—	1.07	0.85	—	98.07	—	(Fe ²⁺ _{0.97} Ti _{0.03}) _{1.00} (Fe ³⁺ _{1.97} V _{0.03}) _{2.00} O _{4.00}
297, Ilm	2.01	—	51.23	—	4.14	42.62	—	(Fe ²⁺ _{0.88} Mn _{0.09} Mg _{0.07}) _{1.04} Ti _{0.96} O _{4.00}
298, Ilm	2.05	—	51.39	—	4.38	42.18	—	(Fe ²⁺ _{0.87} Mn _{0.09} Mg _{0.08}) _{1.04} Ti _{0.96} O _{4.00}
295, Spn	14.56	56.36	0.70	—	—	13.63	14.76	(Mg _{0.59} Zn _{0.30} Fe ²⁺ _{0.10} Ti _{0.01}) _{1.00} (Al _{1.80} Fe ³⁺ _{0.20}) _{2.00} O _{4.00}
296, Spn	14.74	56.20	2.24	—	—	13.63	13.20	(Mg _{0.59} Zn _{0.26} Fe ²⁺ _{0.10} Ti _{0.04}) _{1.00} (Al _{1.79} Fe ³⁺ _{0.21}) _{2.00} O _{4.00}
312, Spn	14.96	56.27	1.30	—	—	13.59	13.87	(Mg _{0.60} Zn _{0.27} Fe ²⁺ _{0.10} Ti _{0.03}) _{1.00} (Al _{1.79} Fe ³⁺ _{0.21}) _{2.00} O _{4.00}

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 16в, д.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Figures 16в, д.

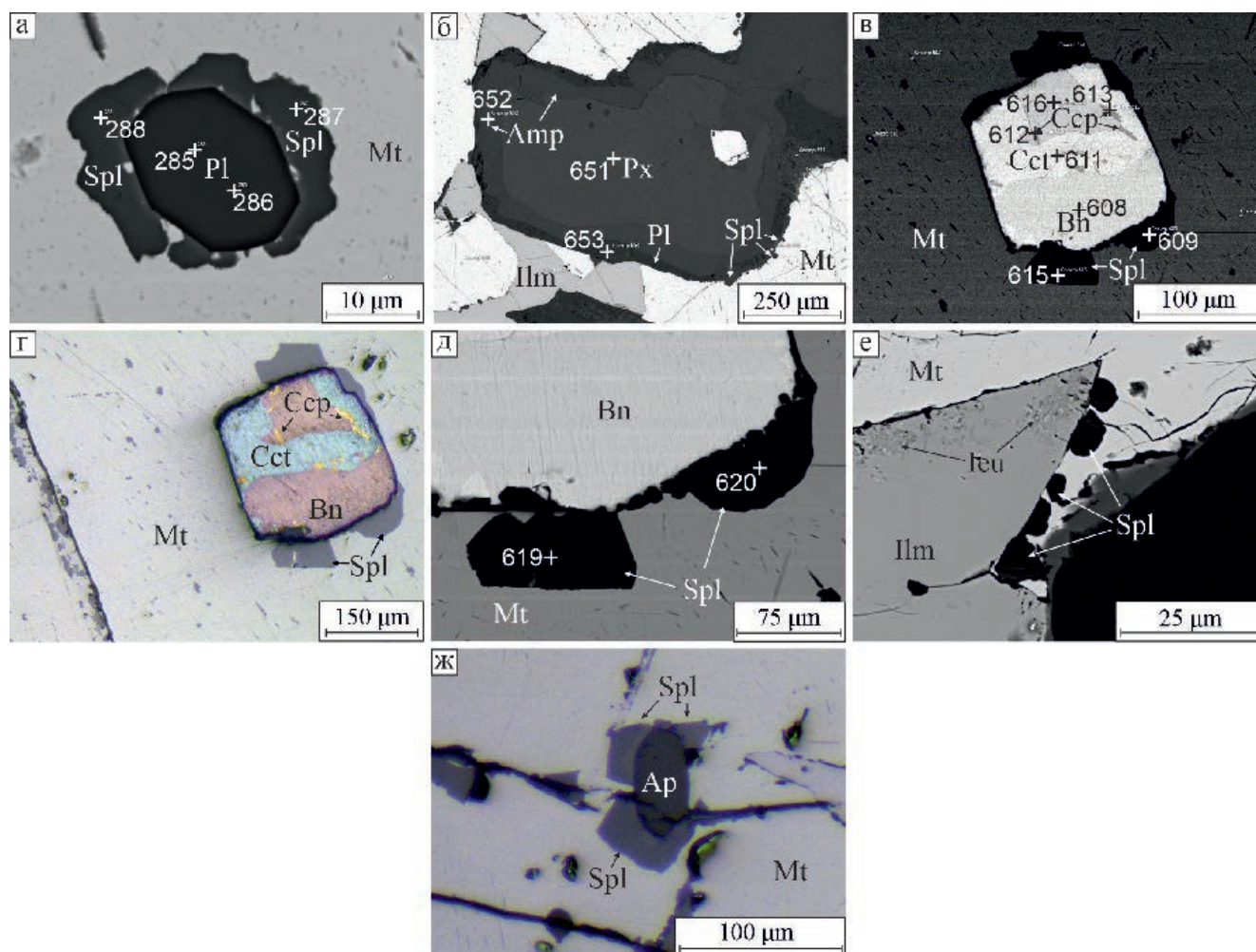


Рис. 17. Шпинель, приуроченная к границам магнетита с других минералов: а – анортитом; б – зональным пироксен-амфибол-анортитовым агрегатом; в, г, д – халькопирит-дигенит-борнитовым агрегатом; е – ильменитом; ж – апатитом. BSE-фото (а–в, д, е), отраженный свет (г). Ap – апатит, Cct – халькозин, Px – пироксен.

Fig. 17. Spinel confined to the boundaries of magnetite with other minerals: а – anorthite; б – zoned pyroxene-amphibole-anorthite aggregate; в, г, д – chalcopyrite-digenite-bornite aggregate; е – ilmenite; ж – apatite. BSE-images (а–в, д, е), reflected light (г). Ap – apatite, Cct – chalcocite, Px – pyroxene.

Таблица 8

Состав минералов в области фазовой границы силикат-магнетит, мас. %

Table 8

Composition of mineral at silicate-magnetite phase boundary, wt. %

№ точки	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	FeO _{общ}	ZnO
285, Pl	1.01	—	34.91	43.71	18.41	—	1.96	—
286, Pl	1.01	—	34.93	43.80	18.29	—	1.97	—
287, Shp	0.80	16.96	64.55	—	—	—	17.70	—
288, Shp	—	17.08	62.04	—	—	—	15.97	4.91
651, Px	—	13.55	3.28	51.08	24.41	—	7.67	—
652, Amp	2.11	15.02	13.39	44.30	13.21	1.41	10.57	—
653, Pl	—	—	36.26	43.63	20.11	—	—	—

Эмпирическая формула	
285, Pl	(Ca _{0.91} Na _{0.09}) _{1.04} [(Si _{2.02} Al _{1.90} Fe _{0.08}) _{2.00} O ₈]
286, Pl	(Ca _{0.91} Na _{0.09}) _{1.04} [(Si _{2.02} Al _{1.90} Fe _{0.08}) _{2.00} O ₈]
287, Shp	
288, Shp	(Mg _{0.66} Fe ²⁺ _{0.25} Zn _{0.09}) _{1.00} (Al _{1.90} Fe ³⁺ _{0.09}) _{1.99} O ₄
651, Px	Ca _{0.98} (Mg _{0.75} Fe _{0.24} Al _{0.05}) _{1.04} [(Si _{1.91} Al _{0.09}) _{2.00} O _{6.00}]
652, Amp	(Na _{0.58} Ca _{0.14}) _{0.72} (Ca _{1.87} Mg _{0.13}) _{2.00} (Mg _{3.05} Fe _{1.26} Al _{0.54} Ti _{0.15}) _{5.00} [(Al _{1.71} Si _{6.29}) _{8.00} O _{22.00}](OH.F) _{2.00}
653, Pl	Ca _{1.00} [(Si _{2.02} Al _{1.98}) _{2.00} O ₈]

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 17а, б.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Figs. 17a, б.

Широко распространена шпинель, приуроченная к границам разных минералов. Наиболее характерна шпинель, нарастающая на идиоморфные кристаллы анортита в магнетите (рис. 17а, табл. 8). Шпинель отличается по содержанию Zn, что может быть связано с зональным строением кристаллов.

Выявлены случаи нарастания шпинели на зональные агрегаты силикатов с пироксеном во внутренней зоне, который сменяется к периферии амфиболом и далее плагиоклазом (рис. 17б, табл. 8). Границы между минералами, слагающими отдельные зоны, ровные с линейными фрагментами, соответствующими граням кристаллов. Эти особенности позволяют предполагать образование зональных агрегатов в результате последовательного нарастания на более ранние индивиды пироксена последовательно амфибола и плагиоклаза.

Местами кристаллы шпинели приурочены к границе магнетита и агрегатов борнита, халькозина и халькопирита (рис. 17в, г, табл. 9, 10). Агрегат сульфидов имеет кристаллографическую форму, но его полиминеральный состав исключает возможность захвата в виде твердого кристаллического включения при росте магнетита. Его первично мономинеральный состав возможен, но взаимоотношения борнита и халькозина не позволяют их рассматривать как замещающие друг друга. В какой-то мере

возможно предположение о вторичной природе (распад твердого раствора или метасоматическое замещение) только мелких линз халькопирита, которые приурочены к контактам борнита и халькозина или находятся непосредственно в этих минералах.

Кристаллы шпинели, приуроченные к этому контакту (рис. 17а, б, в), развивались преимущественно в сторону магнетита, но взаимоотношения магнетита, шпинели и сульфидов (рис. 17д) показывают незначительный рост шпинели и в сторону сульфидного включения. Рассмотренные взаимоотношения можно рассмотреть с позиции зарождения кристаллов шпинели на границе двух жидких фаз: расплава богатого Fe и P и сульфидного расплава при преобладающем росте ее индивидов в сторону магнетитового расплава с последующей трансформацией каплевидного выделения сульфидного расплава в форму отрицательного кристалла в магнетите при кристаллизации магнетитовой матрицы.

Кристаллы шпинели закономерно ориентированы по отношению к вмещающему магнетиту, что устанавливается по параллельной ориентировке граней верхнего и нижнего кристалла шпинели на рисунке 17д и совпадению ориентировки боковых граней этих кристаллов шпинели и пластины ильменита в магнетите (рис. 17г). Шпинель образуется и на границе кристаллов ильменита и магнетита

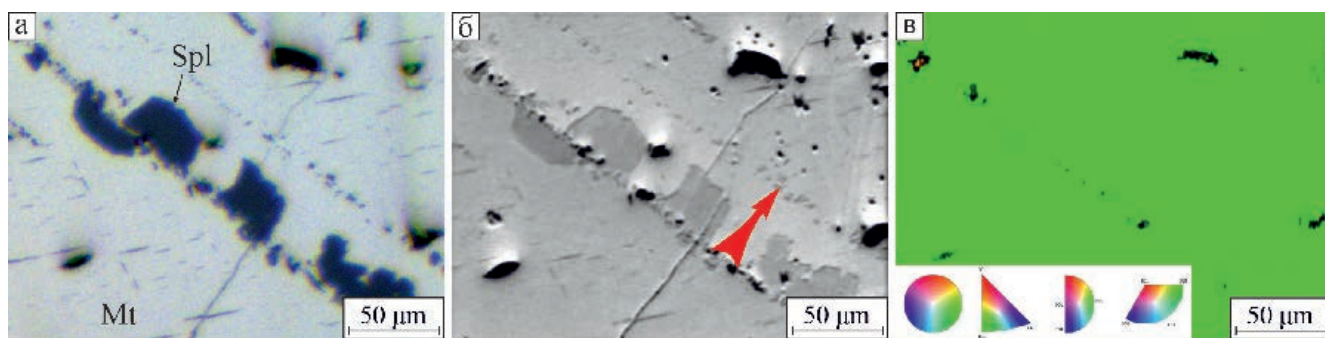


Рис. 18. Индивиды шпинели, приуроченные к зоне роста кристалла магнетита: а – отраженный свет; б – BSE-фото (стрелка указывает предполагаемое направление роста кристалла магнетита); в – карта распределения ориентировок по данным дифракции обратно-рассеянных электронов, свидетельствующая о единой ориентировке включений шпинели и вмещающего кристалла магнетита.

Fig. 18. Spinel crystals confined to the growth zone of magnetite crystal: а – reflected light; б – BSE-image (arrow indicates a possible growth direction of the magnetite crystal); в – map of orientation distribution according to electron back-scattered diffraction indicating a common orientation of spinel inclusions and host magnetite crystal.

Таблица 9

Состав сульфидов из включения в магнетите, мас. %

Table 9

Composition of sulfide inclusion in magnetite, wt. %

№ точки	S	Fe	Cu	Эмпирическая формула
608, Bn	25.60	11.60	62.80	$\text{Cu}_{4.95}\text{Fe}_{1.04}\text{S}_{4.00}$
611, Cct	20.76	—	79.24	$\text{Cu}_{1.93}\text{S}_{1.00}$
612, Ccp	34.39	29.46	36.16	$\text{Cu}_{1.06}\text{Fe}_{0.98}\text{S}_{2.00}$
613, Ccp	33.04	29.80	37.16	$\text{Cu}_{1.13}\text{Fe}_{1.04}\text{S}_{2.00}$
616, Bn	24.81	12.06	63.13	$\text{Cu}_{5.14}\text{Fe}_{1.12}\text{S}_{4.00}$

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 17в.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Figure 17в.

Таблица 10

Состав шпинели из области фазовой границы сульфиды-магнетит

Table 10

Composition of spinel at sulfide–magnetite phase boundary

№ точки	MgO	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	ZnO	MgO/FeO	Эмпирическая формула
609	15.76	64.38	17.05	2.81	0.92	$(\text{Mg}_{0.61}\text{Fe}^{2+}_{0.34}\text{Zn}_{0.05})_{1.00}(\text{Al}_{1.97}\text{Fe}^{3+}_{0.03})_{2.00}\text{O}_{4.00}$
614	16.13	62.91	17.69	3.28	0.92	$(\text{Mg}_{0.63}\text{Fe}^{2+}_{0.31}\text{Zn}_{0.06})_{1.00}(\text{Al}_{1.93}\text{Fe}^{3+}_{0.07})_{2.00}\text{O}_{4.00}$
615	16.41	64.59	17.06	1.94	0.96	$(\text{Mg}_{0.63}\text{Fe}^{2+}_{0.33}\text{Zn}_{0.04})_{1.00}(\text{Al}_{1.96}\text{Fe}^{3+}_{0.04})_{2.00}\text{O}_{4.00}$
619	16.92	63.94	16.68	2.46	1.01	$(\text{Mg}_{0.65}\text{Fe}^{2+}_{0.30}\text{Zn}_{0.05})_{1.00}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}^{3+}_{0.06})_{2.00}\text{O}_{4.00}$
620	16.65	63.71	16.90	2.75	0.99	$(\text{Mg}_{0.64}\text{Fe}^{2+}_{0.31}\text{Zn}_{0.05})_{1.00}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}^{3+}_{0.06})_{2.00}\text{O}_{4.00}$

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют таковым на рис. 17в, д.

Note. Numbers of analytical points correspond to those in Figs. 17в, д.

(рис. 17д), что свидетельствует о более позднем завершении ее роста по сравнению с ильменитом.

В амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень распространен апатит, который обычно встречается в виде идиоморфных кристаллов. В одном из образцов кристаллы шпинели наблюдались на контакте кристалла апатита и магнетита (рис. 17ж). Шпинель в данном случае ксеноморфна

по отношению к апатиту и идиоморфна по отношению к магнетиту.

Также выявлены кристаллы шпинели, трассирующие зону роста в монокристалле магнетита (рис. 18). На основании BSE-изображения (рис. 18б) с небольшим видимым изменением яркости по разные стороны от зоны роста, предполагается некоторое повышение относительного содержания

Fe в магнетите после кристаллизации шпинели, в состав которой вошли легкие элементы (Al и Mg). Исследование этого же участка методом рентгеновской дифракции (рис. 18в) свидетельствует о полном совпадении ориентировки индивидов шпинели и вмещающего кристалла магнетита.

Обсуждение результатов и выводы

Детальное рассмотрение магнетит-ильменит-шпинелевых сростаний и их взаимоотношений с аксессуарными и породообразующими силикатами в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень выявило ряд особенностей, которые позволили уточнить существующие представления об их генезисе. Ильменит и шпинель находятся исключительно в магнетите, хотя ильменит в габброидах и анортозитах часто является ранним минералом и кристаллизуется до силикатов или совместно с ранними силикатами (Woodruff et al., 2013). Предложенная в этой работе модель эволюции обогащенных Fe и Ti мафит-ультрамафитовых магм предполагает две возможных ветви их эволюции. В условиях высокой фугитивности кислорода, обусловленной контаминацией ультраосновной магмой силикатных пород континентальной коры, ильменит кристаллизуется как один из первых ликвидусных минералов, благодаря чему он приобретает относительную подвижность, позволяющую ему перемещаться в магме и формировать рудные концентрации. Повышенное содержание Ti и высокий окислительный потенциал таких магм определяет преобладание в рудах гемоильменита, который характерен для наиболее крупных месторождений в анортозитах (Charlier et al., 2010). При низкой фугитивности кислорода в соответствии с этой моделью Ti концентрируется в магнетитовом интеркумулусном расплаве, обогащенном S и P, с последующим его вхождением в титаномагнетит. Общее низкое содержание TiO_2 амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень (0.35–1.49 мас. %), повышенное содержание в них S и P и преобладание в них ильменита при ограниченном развитии гемоильменита позволяют предполагать их эволюцию в более восстановительных условиях.

Ссылаясь на экспериментальные работы (Lindsley, 2003) и петрографические исследования, подтверждающие раннюю магматическую кристаллизацию ильменита, Л. Вудруфф с соавторами отвергает возможность сосуществования несмешиваемых богатых Fe-Ti-P расплавов с комплементарными

силикатными расплавами (Woodruff et al., 2013). Для ильменитовых анортозитов, в которых ильменит действительно кристаллизуется одним из первых минералов, это понятно. В мафит-ультрамафитовых расплавах, обогащенных H_2O , P и S, которые, судя по широкому развитию первичного амфибола, апатита и сульфидов Cu, были материнскими для амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень, нами показаны убедительные признаки ликвации.

Наиболее интересны результаты изучения особенностей сростания минералов в магнетит-ильменит-шпинелевых агрегатах амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень. Обычно они рассматриваются как результат распада твердого раствора титаномагнетита и их преобразования при последующем метаморфизме. В многочисленных работах охарактеризованы морфологические особенности этих сростаний (Швартц, 1934; Бетехтин и др., 1958, 1964; Рамдор, 1962; Симаненко и др. 2012; Трофимов, Голубев, 2008; Woodruff et al., 2013; Ivanyuk et al., 2017). Наиболее однозначно как структуры распада интерпретируются выделения ильменита в магнетите, описываемые как тканевые (cloth-texture), шпалерные (trellis texture), сендвичевые (sandwich texture) структуры, которые распространены в титаномагнетитах основных магматических пород (Tan et al., 2016). Тканевую и шпалерную микротекстуру (включая ее сендвич-вариант) иногда рассматривают не как результат распада твердого раствора, а как следствие окисления ульвошпинели, изначально содержащейся в магнетите (Duchesne, 1970).

В качестве классического распада твердого раствора обычно рассматриваются и пластинчатые выделения ильменита с многочисленными вростками шпинели (Бетехтин и др., 1958, 1964; Рамдор, 1962), идентичные описанным нами (рис. 9, 11, 16). На примере титаномагнетита из пироксенитов Кокшаровского массива вростки шпинели в пластинчатом ильмените рассматриваются как реакционные каймы на контакте ильменита и магнетита, возникшие в результате эволюции тонкопластинчатой шпинелевой фазы из структур распада магматического этапа до реакционной шпинели и ее укрупненных (перекристаллизованных) идиоморфных зерен, образованных на этапе преобразования ранних структур распада в позднемагматическую стадию аутометасоматической переработки пород (Симаненко и др., 2012).

Аналогичные сростания ильменита и шпинели в магнетите месторождения Серроте да Лахе

(Serrote da Laje) в северной Бразилии (Amcoff, Figueiredo, 1990), в которых зерна плеонаста ориентированы перпендикулярно пластинам ильменита, рассмотрены как результат перехода пластинчатого типа распада шпинели в магнетите в мирмекитовый тип по диффузионному механизму на регрессивной стадии проявления наложенных метаморфических процессов. Отмечается, что мирмекитовые зоны развивались только вдоль фазовых границ магнетит-ильменит, в то время как границы зерен магнетит-магнетит содержат плеонаст, возникший в результате гетерогенного распада первого поколения.

Сходные агрегаты пластинчатого ильменита с включениями шпинели в магнетите амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень обладают рядом особенностей, которые не позволяют рассматривать их как преобразованные структуры распада твердого раствора по следующим причинам.

1. Пластины ильменита с включениями шпинели пересекают границы различно ориентированных смежных зерен магнетита (рис. 10, 11).

2. Вростки шпинели находятся непосредственно в ильмените и во вмещающем магнетите. Они ориентированы перпендикулярно граням пинакоида и ромбоэдра ильменита и контактируют с пластинами ильменита по индукционным поверхностям (рис. 16), что свидетельствует об их совместном росте. Такой механизм образования подтверждается и относительно более высокой скоростью роста индивидов шпинели на медленно растущей грани пинакоида ильменита и обратным соотношением скоростей на быстро растущей грани ромбоэдра ильменита (рис. 16в, г, д).

Позиция шпинели и ее взаимоотношения со смежными минералами разнообразны. Широко проявлены линзовидно-пластинчатые и мелкие изометричные выделения в магнетите, которые можно рассматривать как результат распада твердого раствора. Встречаются более крупные выделения шпинели, приуроченные к границам магнетита с другими минералами: плагиоклазом (рис. 17а, б), сульфидами (рис. 17в, г, д), ильменитом (рис. 17е), апатитом (рис. 17ж). В большинстве случаев кристаллы шпинели ксеноморфны по отношению к кристаллам этих минералов и растут в сторону магнетита. Исключением являются индивиды шпинели, приуроченные к границе магнетита с полиминеральным сульфидным включением халькопирит-борнит-дигенитового состава, на границе с которым шпинель развивается преимущественно в сторону магнетита, но частично проникает и в сульфиды

(рис. 17д). Предполагается, что такие взаимоотношения связаны с тем, что шпинель зарождалась на границе двух жидких фаз: расплава богатого Fe и P и сульфидного расплава, поэтому могла при преобладающем росте в сторону магнетитового расплава частично оттеснять жидкую сульфидную фазу. Сульфидный расплав в процессе кристаллизации магнетита была захвачен в полость в виде отрицательного кристалла, что и определило форму сульфидного выделения после кристаллизации. Иногда такие «идиоморфные» кристаллы сульфидов принимаются за ранние образования (Полтавец и др., 2011, рис. 5д), хотя предполагается, что сферические выделения борнита в окружении порообразующих минералов габбро – это реликтовые формы сульфидных капель, большая часть которых к моменту коалесценции начала терять сферическую форму. Подобные включения халькопирита в магнетите в виде отрицательных кристаллов известны в магнетит-амфиболовых клинопироксенитах массива Туламин (Nixon, James, 2018, рис. 1а, б).

Изучение магнетит-ильменит-шпинелевых сростаний в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень выявило взаимную закономерную ориентировку не соприкасающихся между собой кристаллов магнетита с включениями ильменита, амфибола с магнетитом и ильменитом и разрозненных кристаллов ильменита и магнетита между собой (рис. 5, 12). Эти особенности предполагают возможность структурирования и упорядочения гетерогенного рудно-силикатного расплава в близэвтектических условиях.

Предыдущие исследования массива Серебрянский Камень, Волковского месторождения и других подобных объектов не привели к единой точке зрения об их образования. Существуют представления об эпигенетическом характере железо-титанового и медно-благороднометалльного оруденения (Аникина, Алексеев, 2010; Ефимов 2006, 2010). Большинство исследователей пришло к выводу о магматическом образовании как силикатных пород, так и основных рудных минералов (Кашин, 1941, 1948; Полтавец и др., 2011; Симаненко и др., 2012). Взаимоотношения силикатных и рудных минералов в амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень без противоречий можно объяснить только с позиции их формирования в едином флюидно-магматическом процессе из обогащенного флюидными компонентами расплава. Некоторые уточнения касаются установленной возможности образования ильменит-магнетитовых и шпинель-магнетитовых

сростаний не только по механизму распада твердых растворов, но и путем совместной кристаллизации этих минералов из богатого Fe и P расплава.

Анализ структурно-морфологических и вещественных особенностей полиминеральных агрегатов не позволяет сделать однозначные выводы о механизме их кристаллизации, но является фактологической основой для создания генетической модели, в которой можно увязать совокупность особенностей сростаний минералов, слагающих рудоносные амфиболовые габбро массива Серебрянский Камень.

Исходной субстанцией является флюидизированный (исходя из наличия апатита и магматического амфибола) силикатный расплав, по составу близкий к фарробазальту (Михайлов и др., 2021), в котором происходит ликвация с обособлением в силикатном расплаве рудного, преимущественно, железоксидного с P (далее железоксидного) расплава, который, при наличии достаточного количества S, мог дополнительно разделяться на оксидную и сульфидную жидкости. В оксидном расплаве концентрируются Fe, Ti, Mn, Zn, Mg и Al в соотношениях, равновесных с силикатным расплавом; в сульфидном расплаве – Fe, Cu, Pd, Au, S, Te, Bi в равновесных соотношениях с железоксидным расплавом. Силикатный и железоксидный расплавы кристаллизовались в близэвтектических условиях, и рудоносные амфиболовые габбро представляют собой анхизэвтектическую породу. Основные силикатные и оксидные рудные минералы образовались близодновременно. В различных участках породы проявлены признаки, указывающие на противоположные взаимоотношения одних и тех же минералов по относительному времени кристаллизации, но общая последовательность кристаллизации расплава сводится к следующему.

Кристаллизация силикатов и рудных минералов происходила относительно автономно. Среди силикатов первым кристаллизовался анортит № 85–90, а затем клинопироксен, который еще на магматическом этапе частично замещался или обростал амфиболом. Иногда отмечается обрастание зональных пироксен-амфиболовых выделений поздним анортитом (рис. 17б). Гетерогенное зарождение кристаллов ильменита и шпинели сначала происходило на границах жидких фаз: силикатной и железоксидной, сульфидной и железоксидной. Эти границы обычно не плоскогранные, а округлые, что предполагает возможность зарождения части кристаллов ильменита и шпинели по фазовым гра-

ницам силикатного и железоксидного расплава еще до кристаллизации основной части силикатов. Отмечено распределение кристаллов шпинели по округлым границам, разделяющим разноориентированные индивиды магнетита, что свидетельствует о возможности возникновения неоднородностей внутри железоксидного расплава при появлении в нем многочисленных мелких шпинелевых фаз.

В объеме железоксидного расплава происходило гомогенное зарождение ильменита и шпинели, которая формировала часто зональные кристаллы с чередованием зон, содержащих Ti (до 3–5 мас. % TiO_2) и без него (0.00–0.24 мас. %). Несколько раньше шпинели из железоксидного расплава начал кристаллизоваться ильменит в виде пластинчатых пинакоидальных кристаллов. Их появление способствовало зарождению на фазовой границе с железоксидным расплавом кристаллов шпинели, которая завершила кристаллизацию несколько позже ильменита (рис. 16). Взаимоотношения ильменита и шпинели в таких сростаниях определялись относительными скоростями роста пирамид роста их граней. На медленно растущих гранях пинакоида ильменита шпинель росла быстрее, и ее кристаллы выходили за пределы пластинчатых кристаллов ильменита в магнетитовый расплав. При зарождении на быстро растущей грани ромбоэдра ильменита шпинель росла совместно с ильменитом и одновременно завершала рост или отставала в процессе роста с образованием отрицательных форм рельефа ильменита на месте выхода индивида шпинели на грани ромбоэдра. После появления твердых силикатных фаз их границы с титаномagnetитовым расплавом также использовались для зарождения кристаллов ильменита и шпинели, индивиды которых часто росли одновременно.

Последним из железоксидных минералов кристаллизуется магнетит. Его индивиды зарождались самопроизвольно или эпитаксически нарастали на кристаллы ильменита и шпинели, наследуя их ориентировку. Кристаллы шпинели и ильменита захватывались кристаллами магнетита или оттеснялись в межкристаллическое пространство. Находящийся еще в жидком состоянии сульфидный расплав захватывался в виде отрицательных кристаллов в индивиды магнетита или также вытеснялся в межкристаллическое пространство магнетитовых агрегатов. Из сульфидного расплава происходила кристаллизация минералов Pd, которые приурочены исключительно к сульфидам, преимущественно, к борниту. Кристаллы шпинели и ильменита поздней

генерации зарождались в результате распада твердого раствора титаномагнетитовой матрицы с формированием характерных пластинчатых и решетчатых структур.

Нельзя рассматривать образование рудоносных амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень как результат внутрикамерной кристаллизации неизменной по составу порции магмы. Кристаллизация происходила в неравновесной флюидно-магматической системе, состав магмы в которой менялся в пространстве и во времени, преимущественно, за счет поступления флюидов. Минералообразующая система, в которой происходило формирование амфиболовых габбро с рудной минерализацией, была представлена открытой флюидодинамической системой, по крайней мере, по отношению к воде и кислороду (Павлов, 1993).

Предлагаемая модель петрорудогенеза основана только на изучении рудоносных амфиболовых габбро массива Серебрянский Камень и не может распространяться на другие аналогичные массивы рудоносных габброидов без учета их специфики. Однако анализ результатов изучения таких массивов, проведенных другими исследователями (Кашин, 1948; Полканов и др., 1967; Гонгальский, Криволицкая, 1993; Трофимов, Голубев, 2008; Полтавец и др., 2011; Симаненко, 2012), свидетельствует о присутствии общих особенностей этих массивов, что предполагает и возможность проведения рудогенетических аналогий.

Литература

- Аникина Е.В., Алексеев А.В.** (2010) Минералогическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала). *Литосфера*, **5**, 75–100.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н.** (1958) Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 435 с.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н.** (1964) Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., Недра, 508 с.
- Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А.** (1993) Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск, Наука, 184 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым). Объяснительная записка. (2010). СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 213 с.
- Ефимов А.А.** (2006) Платино-палладиевое медно-титаномагнетитовое оруденение в габбро Серебрянского камня. *Региональная геология и металлогения*, **28**, 112–115.
- Ефимов А.А.** (2010) Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, **5**, 134–153.
- Заварицкий А.Н.** (1955) Изверженные горные породы. М., АН СССР, 480 с.
- Кашин С.А.** (1941) Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами. *Советская геология*, **2**, 63–68.
- Кашин С.А.** (1948) Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. *Труды Института геологических наук*. **91**(9), 132 с.
- Мазуров М.П., Гришина С.Н., Титов А.Т.** (2004) Магнетиты из магнезиальных скарнов на контактах долеритов с каменной солью. *Геология и геофизика*, **45**(10), 1198–1207.
- Минералы. Справочник, II(3) (1967). М., Наука, 676 с.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Козлов А.В., Петров С.В., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Абрамова В.Д., Корнеев А.В.** (2021) Новое медно-благороднометалльное рудопроявление в габбро массива Серебрянского Камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал). *Геология рудных месторождений*, **63**(6), 520–550.
- Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые руды в районе Серебрянского камня (1978). Уральское территориальное геологическое управление, I, 111 с.
- Павлов А.Л.** (1993) Генезис магматических магнетитовых месторождений. Новосибирск, Наука, 208 с.
- Полканов А.А., Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Кавардин Г.И.** (1967) Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. М.-Л., Наука, 236 с.
- Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С.** (2011) Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия). *Геология рудных месторождений*, **53**(2), 143–157.
- Попов В.А.** (2011) Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург, УрО РАН, 167 с.
- Рамдор П.** (1962) Рудные минералы и их сростания. М., Из-во Иностранной литературы, 1932 с.
- Симаненко Л.Ф., Шарова О.И., Щека С.А.** (2012) Новые данные о структурах распада магнетита из пироксенитов Кокшаровского массива (Приморье). *Тихоокеанская геология*, **31**(4), 93–105.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И.** (2008) Пудожгорское благороднометалльное магнетитовое месторождение. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 123 с.
- Шварц Г.М.** (1934) Структуры распада твердых растворов / Критерии возрастных соотношений рудообразующих минералов по микроскопическим исследованиям. М.-Л.-Новосибирск, Гос. Научн.-техн. из-во, с. 129–148.
- Amcoff O., Figueiredo B.R.** (1990) Mechanisms of retrograde changes in oxide minerals from the Proterozoic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. *Mineralium Deposita*, **25**, 313–322.

- Buddington A.F., Lindsly D.H.** (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5**, 310–357.
- Charlier B., Namur O., Malpas S., de Marneffe C., Duchesne J.-C., Vander Auwera J., Bolle O.** (2010) Origin of the giant Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. *Lithos*, **117**, 119–134.
- Duchesne J.C.** (1970) Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the south-rogaland anorthositic complex (Norway). *Annales Société géologique de Belgique*, **935**, 527–544.
- Hou T., Charlier B., Holtz F., Veksler I., Zhang Z., Thomas R., Namur O.** (2018) Immiscible hydrous Fe–Ca–P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits. *Nature Communications*, **9**(1415).
- Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Goryainov P.M., Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G.** (2017) Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia. *Minerals*, **7**, 215.
- Lindsley D.H.** (2003) Do Fe-Ti oxide magmas exist? Geology: Yes; Experiments: No! / Ilmenite deposits and their geological environment, Duchesne J.-C., Korneliussen A. (eds.). *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication*, **9**, 34–35.
- Nixon G., James M.** (2018) Cu-PGE sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan-type intrusion: Analogue for Cu-PGE reefs in layered intrusions? British Columbia Geological Survey Geofile 2018-2.
- Tan W., Liu P., He H., Wang C.Y., Liang X.** (2016) Mineralogy and origin of exsolution in ti-rich magnetite from different magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusions. *The Canadian Mineralogist*, **54**, 539–553.
- Woodruff L.G., Nicholson S.W., Fey D.L.** (2013) A deposit model for magmatic iron-titanium-oxide deposits related to Proterozoic massif anorthosite plutonic suites. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–K, 47 p.
- Betekhtin A.G., Genkin A.D., Filimonova A.A., Shadlun T.N.** (1958) [Ore textures and structures]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 435 p. (in Russian)
- Betekhtin A.G., Genkin A.D., Filimonova A.A., Shadlun T.N.** (1964) [Structural and textural features of endogenic ores]. Moscow, Nedra, 508 p. (in Russian)
- Buddington A.F., Lindsly D.H.** (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5**, 310–357.
- Charlier B., Namur O., Malpas S., de Marneffe C., Duchesne J.-C., Vander Auwera J., Bolle O.** (2010) Origin of the giant Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing. *Lithos*, **117**, 119–134.
- Duchesne J.C.** (1970) Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the south-rogaland anorthositic complex (Norway). *Annales Société géologique de Belgique*, **935**, 527–544.
- Efimov A.A.** (2006) [Pt-Pd copper-titanium-magnetite mineralization in gabbro of the Serebryansky Kamen]. *Regionalnaya geologia i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]*, **28**, 112–115. (in Russian)
- Efimov A.A.** (2010) [Summary of centennial study of the Uralian Platinum Belt]. *Lithoshera [Lithosphere]*, **5**, 134–153. (in Russian)
- Gongalsky B.I., Krivolutsкая N.A.** (1993) [The China stratified pluton]. Novosibirsk, Nauka, 184 p. (in Russian)
- Hou T., Charlier B., Holtz F., Veksler I., Zhang Z., Thomas R., Namur O.** (2018) Immiscible hydrous Fe–Ca–P melt and the origin of iron oxide-apatite ore deposits. *Nature Communications*, **9**(1415).
- Ivanyuk G.Yu., Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Ya.A., Bazai A.V., Goryainov P.M., Mikhailova J.A., Yakovenchuk V.N., Konopleva N.G.** (2017) Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW Russia. *Minerals*, **7**, 215.
- Kashin S.A.** (1941) [Problem of the Urals disseminated Cu ores associated with gabbroids]. *Sovetskaya geologiya [Soviet Geology]*, **2**, 63–68. (in Russian)
- Kashin S.A.** (1948) [Copper-titanomagnetite mineralization in mafic intrusive rocks of the Urals]. *Trudy Instituta geologicheskikh nauk [Proceedings of the Institute of Geological Sciences]*, **91**(9), 132 p. (in Russian)
- Lindsley D.H.** (2003) Do Fe-Ti oxide magmas exist? Geology: Yes; Experiments: No! / Ilmenite deposits and their geological environment, Duchesne J.-C., Korneliussen A. (eds.). *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication*, **9**, 34–35.
- Mazurov M.P., Grishina S.N., Titov A.T.** (2004) [Magnetites from Mg skarns at the contacts of dolerites with salt]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, **45**(10), 1198–1207. (in Russian)
- [Minerals. Handbook, II(3)] (1989) Moscow, Nauka, 676 p. (in Russian)
- Nixon G., James M.** (2018) Cu-PGE sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan-type intrusion:

References

- Anikina E.V., Alekseev A.V.** (2010) [Mineral-geochemical characteristic of Au-Pd mineralization of the Volkovsky gabbro pluton (Uralian Platinum Belt)]. *Litosfera [Lithosphere]*, **5**, 75–100. (in Russian)
- Amcoff O., Figueiredo B.R.** (1990) Mechanisms of retrograde changes in oxide minerals from the Proterozoic Serrote da Laje deposit, northeastern Brazil. *Mineralium Deposita*, **25**, 313–322.
- Betekhtin A.G., Genkin A.D., Filimonova A.A., Shadlun T.N.** (1958) [Ore textures and structures]. Moscow, Gosgeoltekhizdat, 435 p. (in Russian)

Analogue for Cu-PGE reefs in layered intrusions? British Columbia Geological Survey Geofile 2018-2.

Pavlov A.L. (1993) [Genesis of igneous magnetite deposits]. Novosibirsk, Nauka, 208 p. (in Russian)

Polkanov A.A., Eliseev N.A., Eliseev E.N., Kavardin G.I. (1967) [The Gremyakha-Vyrmes pluton in the Kola Peninsula]. Moscow-Leningrad, Nauka, 236 p. (in Russian)

Poltavets Y.A., Poltavets Z.I., Nechkin G.S. (2011) Volkovsky deposit of titanomagnetite and copper-titanomagnetite ores with accompanying noble-metal mineralization, Central Urals, Russia. *Geology of Ore Deposits*, **53**(2), 126–139.

Popov V.A. (2011) [Practical genetic mineralogy]. Yekaterinburg, UrO RAN, 167 p.

Ramdohr P. (1962) [Ore minerals and their intergrowths]. Moscow, Inostrannaya literatura, 1932 p. (in Russian)

Schwartz G.M. (1934) [Solid solution decay structures] In: *Kriterii vozrastnykh sootnosheniy rudoobrazuyushchikh mineralov po mikroskopicheskim issledovaniyam [Criteria of Age Relations of Ore-Forming Minerals based on Microscopic Studies]*. Moscow-Leningrad-Novosibirsk, Gosudarstvennoe nauchno-tekhnicheskoe izdatel'stvo, 129–148. (in Russian)

Simanenko L.F., Sharova O.I., Shcheka S.A. (2012) New data on titanomagnetite exsolution textures from

pyroxenites of the Koksharovsky massif (Primorye). *Russian Journal of Pacific Geology*, **31**(4), 93–105.

[State Geological Map of the Russian Federation on a scale of 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet O-40-VI (Kytlym). Explanatory Note] (2010). St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 213 p. (in Russian)

Tan W., Liu P., He H., Wang C.Y., Liang X. (2016) Mineralogy and origin of exsolution in ti-rich magnetite from different magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusions. *The Canadian Mineralogist*, **54**, 539–553.

Trofimov N.N., Golubev A.I. (2008) [Pudozh Gora precious metal magnetite deposit]. Petrozavodsk, Karel'skiy nauchny tsentr RAN, 123 p. (in Russian)

[Unpublished report on results of complex prospecting works for copper-titanium-magnetite and titanium-magnetite ores in area of the Serebryansky Kamen] (1978). Uralskoe Territorialnoe Geologicheskoe Upravlenie, I, 111 p. (in Russian)

Woodruff L.G., Nicholson S.W., Fey D.L. (2013) A deposit model for magmatic iron-titanium-oxide deposits related to Proterozoic massif anorthosite plutonic suites. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–K, 47 p.

Zavaritsky A.N. (1955) [Igneous rocks]. Moscow, AN SSSR, 480 p. (in Russian)

УДК 552.13; 549.01; 549.02

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

**ГРАНАТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, СВЯЗАННАЯ С
ПОЗДНЕМАГМАТИЧЕСКИМИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИМИ
ПРОЦЕССАМИ В ДУНИТАХ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО
КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОГО МАССИВА,
СРЕДНИЙ УРАЛ**

**С.Ю. Степанов¹, Р.С. Паламарчук², В.В. Шиловских³,
Д.А. Артемьев², А.В. Корнеев¹, А.К. Козин¹**

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского 15,
г. Екатеринбург, 620016 Россия; palamarchuk22@yandex.ru

² Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия

³ Ресурсный центр «Геомодель», Санкт-Петербургский государственный университет,
ул. Ульяновская 1, Петергоф, г. Санкт-Петербург, 198504 Россия

Статья поступила в редакцию 15.12.2022 г., принята к печати 20.12.2022 г.

**GARNET MINERALIZATION ASSOCIATED WITH LATE MAGMATIC
AND HYDROTHERMAL-METASOMATIC PROCESSES IN DUNITES OF THE
NIZHNY TAGIL CLINOPYROXENITE-DUNITE MASSIF,
CENTRAL URALS**

**S.Yu. Stepanov¹, R.S. Palamarchuk², V.V. Shilovskikh³,
D.A. Artemiev², A.V. Korneev¹, A.K. Kozin¹**

¹ Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, ul. Akademika Vonsovskogo 15,
Yekaterinburg, 620016 Russia; palamarchuk22@yandex.ru

² South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,
Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia

³ Resource Center «Geomodel», St. Petersburg State University ul. Ul'yanovskaya 1,
Peterhof, St. Petersburg, 198504 Russia

Received 15.12.2022, accepted 20.12.2022

Аннотация. В работе изучены миаролитовые дуниты Нижнетагильского массива на Среднем Урале, строение миарол и закономерности сонахождения в них минералов. Детально охарактеризованы гранаты из миарол, а также в сравнительном аспекте – гранаты из хромититов и аподунитовых метасоматитов. Строение миарол и миаролитовых дунитов описано с использованием онтогенических подходов. Строение и состав гранатов исследованы методами СЭМ и ЛА-ИСП-МС. В результате установлено три парагенезиса гранатов в породах Нижнетагильского массива: хромистый андрадит в миаролитовых дунитах, уваровит в массивных жильных хромититах и демантоид в аподунитовых метасоматитах. Гранаты изученных парагенезисов относятся к группе уграндитов, однако обладают выраженными особенностями химического состава, в том числе повышенным содержанием Cr_2O_3 . Гранаты из разных парагенезисов характеризуются контрастно отличающимися концентрациями элементов-примесей, таких как V, Mn и Ti, а также различным характером распределения РЗЭ. На основании полученных данных предложена схема относительного времени образования основных породообразующих минералов в дунитах, хромититах и аподунитовых метасоматитах Нижнетагильского массива.

Ключевые слова: гранаты, демантоиды, ЛА-ИСП-МС, Нижнетагильский массив, дуниты, пегматиты, Уральский Платиноносный Пояс.

Abstract. The miarolitic dunites of the Nizhny Tagil massif (Central Urals), the structure of miaroles and the principles of co-occurrence of minerals are studied. Garnets from miaroles are characterized in details and are compared with those from chromitites and metasomatites after dunites. The structure of miarolitic dunites and miaroles is described using ontogenic approaches. The structure and composition of garnets are studied by SEM and LA-ICP-MS. Three assemblages of garnets are established in rocks of the Nizhny Tagil massif: Cr-andradite in miarolitic dunites, uvarovite in massive veined chromitites and demantoid in metasomatites after dunites. Garnets from all assemblages belong to the ugrandite group and are characterized by specific features of chemical composition including higher Cr_2O_3 content. Garnets are also characterized by contrasting concentrations of trace elements, such as V, Mn and Ti, as well as differences in REE pattern. A paragenetic sequence of formation of major rock-forming minerals is suggested for dunites, chromites and metasomatites after dunites of the Nizhny Tagil massif.

Keywords: garnets, demantoids, LA-ICP-MS, Nizhny Tagil massif, dunites, pegmatites, Urals Platinum Belt.

Введение

Клинопироксенит-дунитовые массивы (массивы Урало-Аляскинского типа) известны в большинстве складчатых систем, формирование которых происходило в условиях островодужного магматизма (Пучков, 2010; Ферштатер, 2013; Сурин, 2021). Одной из примечательных особенностей дунитовых частей («ядер») этих массивов является широкое распространение маломощных шлировидных скоплений хромшпинелида, иногда формирующих прожилково-вкрапленные и массивные жильные хромититы (Высоцкий, 1913; Высоцкий, 1923; Заварицкий, 1928; Иванов, 1997). В хромититах сконцентрированы обособления железо-платиновых минералов, размеры которых благоприятны для формирования платиновых россыпей, образующихся в ходе разрушения дунитовых тел. С клинопироксенит-дунитовыми массивами связаны крупные платиновые россыпи, которые в XIX столетии стали основным объектом исследований (Карпинский, 1840; Зайцев, 1898). В ходе дальнейшего геологического изучения дунитовых «ядер» внимание уделялось структурно-вещественным закономерностям проявления хромит-платиновой минерализации и ее генезису (Карпинский, 1893; Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935), при этом дискуссия о природе дунитов и хромит-платиновых

рудных зон продолжается до настоящего времени. В результате детальных и многолетних исследований клинопироксенит-дунитовых массивов впервые для ультрамафитовых пород были описаны дунитовые пегматиты (Виноградская, 1954; Иванов, 1986). Одной из уникальных разновидностей этих пород являются миаролитовые дуниты Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935), миаролы в которых выполнены гранатом (Бетехтин, 1946) с подчиненным количеством клинохлора, везувиана и серпентина. По поводу генезиса миарол выдвинуты различные предположения, однако систематические исследования минеральных ассоциаций этих объектов не проводились.

Целью данного исследования стала разработка модели формирования миароловых разновидностей дунитов на основании структурных особенностей их строения и с учетом особенностей химического состава граната из миарол. Проведенные исследования впервые позволили установить вещественные отличия между гранатами, формирующимися в контрастных геологических условиях. Особенности состава гранатов в совокупности с онтогеническими наблюдениями позволили выделить стадии поздних преобразований дунитов и хромититов, инициированные позднемагматическими, а затем с высокой долей вероятности метаморфическими процессами.

Для цитирования: Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Артемьев Д.А., Корнеев А.В., Козин А.К. Гранатовая минерализация, связанная с позднемагматическими и гидротермально-метасоматическими процессами в дунитах Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива, Средний Урал. Минералогия, 8(4), 59–78. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-4

For citation: Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Shilovskikh V.V., Artemiev D.A., Korneev A.V., Kozin A.K. Garnet mineralization associated with late magmatic and hydrothermal-metasomatic processes in dunites of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif, Central Urals. Mineralogy, 8(4), 59–78. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-4.

Краткая геологическая характеристика дунитов Нижнетагильского массива и россыпи р. Бобровка

Дуниты Нижнетагильского массива детально изучены (Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Кашин и др., 1956; Иванов, 1997). Постоянство их минерального состава и относительная структурная однородность стали одной из причин определения Нижнетагильского интрузива в качестве петротипа для качканарского комплекса, объединяющего большинство зональных клинопироксенит-дунитовых массивов на Среднем и Северном Урале (Десятниченко и др., 2005; Южаков и др., 2006; Петров и др., 2008).

Дунитовое «ядро» Нижнетагильского массива обладает неоднородным строением (Иванов, 1997), выраженным в концентрически-зональном расположении дунитовых тел (рис. 1), которые отличаются по зернистости оливина и согласуются с общей структурой массива (Кашин и др., 1956; Шмелев, Филиппова, 2010). В центральной части ядра широко распространены грубозернистые дунитовые пегматиты с постепенным уменьшением зернистости по мере приближения к контакту дунитов и клинопироксенитов (рис. 1). Краевые части тела грубозернистых дунитов содержат многочисленные прожилково-вкрапленные и массивные жильные хромититы, слагающие масштабную минерализованную зону. Расположение жильных тел дунитовых пегматитов пространственно совпадает с областью наибольшей концентрации хромититовых жил. Дунитовые пегматиты широко представлены в апикальной части центральных фрагментов дунитовых «ядер» (Иванов, 1997). В хромититах описаны уваровит, хромсодержащий диопсид и клинохлор (Бетехтин, 1935).

Дуниты Нижнетагильского массива повсеместно замещены минералами группы серпентина (Заварицкий, 1928; Бетехтин, 1935; Иванов, 1997). О.К. Ивановым (1997) в западном эндоконтакте дунитового ядра выделена особая разновидность серпентинитов – брусит-магнетит-антигоритовые породы, слагающие выдержанную по мощности зону (в среднем 700 м). Именно с ними связано Бобровское коренное месторождение демантоида, которое было одним из наиболее существенных коренных источников для формирования россыпного месторождения демантоида в аллювиальных отложениях р. Бобровка.

Россыпь р. Бобровка характеризуется простым строением. Мощность аллювиальных отложений в продуктивной области не превышает 3.5 м. Их строение типично для аллювиальных россыпей: на плотике из зеленых сланцев залегает пласт «песков» глинисто-песчаного состава мощностью до 0.3 м с подчиненным количеством галек, в котором сконцентрирован основной объем демантоида, а также в непромышленных содержаниях установлена россыпная платина (Степанов и др., 2015) и золото. Пласт «песков» перекрыт песчано-галечными отложениями («речником») мощностью от 0.8 до 1.5 м. Над «речником» залегают «торфа», обычно представляющие собой глины и суглинки. Россыпь характеризуется высокой степени техногенной пораженностью.

Материалы и методы

Для исследований в Старом (Соловьёвском) дунитовом карьере были отобраны образцы из миаролитовых дунитов и хромититов с гранатовой минерализацией. Для сравнительного анализа использованы единичные зерна демантоидов из аподунитовых метасоматитов в верховьях р. Бобровка, переданные авторам местными старателями, а также единичные мелкие зерна демантоидов, извлеченные из шлихов, полученных авторами из отложений россыпи р. Бобровки (рис. 2).

Из штучных проб дунитов и хромититов изготовлены петрографические и минераграфические препараты для изучения с использованием оптического микроскопа в проходящем и отраженном свете. Из нескольких проб дунитов и хромититов после дробления получены гравитационные концентраты. Пробы из россыпи р. Бобровка были промыты на лотке на месте их отбора. Гранаты отобраны вручную под бинокулярным микроскопом из полученных протолок и шлихов и помещены в шайбу из эпоксидной смолы. Аншлифы и шайбы с гранатами исследованы с помощью СЭМ Hitachi S-3400N с энергодисперсионным анализатором Oxford X-Max 20 (Санкт-Петербургский государственный университет, центр «Геомодель», г. Санкт-Петербург, аналитик В.В. Шиловских). Состав гранатов был заверен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Camebax SX50 с волновыми спектрометрами (Московский государственный университет, г. Москва, аналитик Д.А. Ханин).

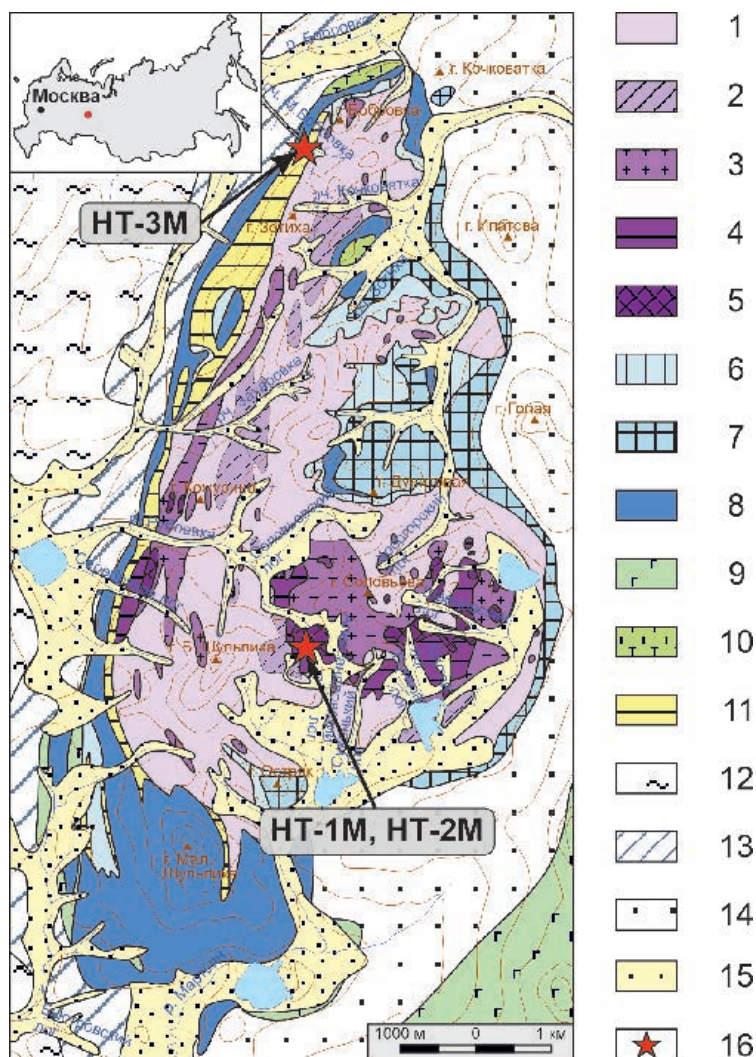


Рис. 1. Геологическая карта Нижнетагильского массива по данным (Иванов, 1997) с точками отбора проб миаролитовых дунитов (обр. НТ-1М), хромититов (обр. НТ-2М) и демантоидов из россыпи р. Бобровка (обр. НТ-3М).

1–5 – Дуниты: 1 – тонкозернистые; 2 – мелкозернистые; 3 – мелкозернистые перекристаллизованные; 4 – среднезернистые; 5 – крупнозернистые; 6 – верлиты и оливиновые клинопироксениты; 7, 8 – клинопироксениты: 7 – среднезернистые мономинеральные, магнетитсодержащие; 8 – мелкозернистые, оливин- и магнетитсодержащие, рекристаллизованные; 9 – тылаиты и плагиоклазсодержащие клинопироксениты; 10 – роговообманковое габбро; 11 – брусит-магнетит-антигоритовые и магнетит-антигоритовые серпентиниты; 12 – кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые и углистые сланцы, песчаники, кварциты; 13 – хлорит-актинолитовые сланцы и порфиитоиды; 14 – роговики и кытлымиты по вулканогенно-осадочному субстрату; 15 – аллювиальные отложения и россыпи; 16 – точки отбора проб гранатов

Fig. 1. Geological map of the Nizhny Tagil massif after (Ivanov, 1997) with areas of sampling of miarolitic dunite (sample NT-1M), chromitite (sample NT-2M) and demantoids from a placer of the Bobrovka River (sample NT-3M).

1–5 – Dunite: 1 – close-grained; 2 – fine-grained; 3 – fine-grained recrystallized; 4 – medium-grained; 5 – coarse-grained; 6 – wehrlite and olivine clinopyroxenite; 7, 8 – clinopyroxenite: 7 – medium-grained monomineral and magnetite-bearing; 8 – fine-grained olivine- and magnetite-bearing recrystallized; 9 – tylaite and plagioclase-bearing clinopyroxenite; 10 – hornblende gabbro; 11 – brucite-magnetite-antigorite and magnetite-antigorite serpentinite; 12 – quartz-chlorite, quartz-sericite and coal shale, sandstone, quartzite; 13 – chlorite-actinolite schist and porphyritoid; 14 – hornfels and kytlymite after volcanosedimentary rocks; 15 – alluvial sediments and placers; 16 – sampling points.

Содержание элементов-примесей в гранатах проанализировано методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (ЛА-ИСП-МС) в ЮУ ФНЦ МиГ УрО

РАН (г. Миасс, аналитик Д.А. Артемьев). Измерения проводились на полированных пластинах с использованием масс-спектрометра Agilent 7700х с программным комплексом MassHunter и лазерной



Рис. 2. Старый дунитовый карьер (а), дунит с гранатовой минерализацией (б, в) и зерна демантоида из россыпи р. Бобровка (г).

Fig. 2. Stary (Old) dunite quarry (a), dunite with garnet mineralization (б, в) and demantoid grains from the placer of the Bobrovka River (г).

приставкой New Wave Research UP-213 на УФ Nd: YAG-лазере с длиной волны 213 нм и настройками плотности потока 12.0–15.0 Дж/см², частотой повторений 20 Гц, газ-носитель в ячейке – He, скорости потока 0.65 л/мин. Настройки масс-спектрометра: мощность высокочастотного сигнала – 1450 Вт; газ-носитель – Ar; скорость потока – 0.90–0.95 л/мин; расход плазмообразующего газа (Ar) – 15 л/мин; расход вспомогательного газа (Ar) – 0.9 л/мин.

Анализ проводился с использованием точечного и линейного режимов абляции с диаметром пучка 55–80 мкм. Для удаления приповерхностных загрязнений перед каждым анализом выполнялась предварительная абляция продолжительностью 3 с. В течение первых 30 с регистрировался холостой сигнал без абляции вещества, затем в течение последующих 60 с обрабатывался сигнал от аблированного материала. Калибровка масс-спектрометра осуществлялась по эталонному международному стандартному образцу NIST SRM-612. При этом количество молекулярных оксидных ионов (²³²Th¹⁶O/²³²Th) не превышало 0.2 %. Соотношение ²³⁸U/²³²Th было близко к 1. Для расчета использовались международные референсные материалы SRM NIST-610 и SRM NIST-612. Для учета инструментального дрейфа лазера и масс-спектрометра стандартный образец анализировали через каждые 8–12 точек. Расчет химического анализа проводился в программном комплексе Iolite (Paton et al., 2011) с

применением стандартных подходов, описанных в (Longerich et al., 1996) и использованием в качестве внутреннего стандарта ²⁹Si или нормализацией суммарного сигнала на 100 мас. %.

Результаты исследований

Парагенезисы граната Нижнетагильского массива. Основным объектом исследований стали миаролитовые дуниты, обнаруженные в Старом карьере, в северной стенке которого ранее была задокументирована серия жильных гигантокристаллических пегматитовых тел (Виноградская, 1954). Их особенность заключается в отсутствии отчетливого контакта с вмещающими крупнозернистыми порфировидными дунитами. Именно в области такого плавного контакта пегматоидных и крупнозернистых порфировидных дунитов обнаружены многочисленные скопления миарол, размер которых варьирует от первых миллиметров до первых сантиметров.

Дуниты в карьере состоят из оливина (65–75 %) и серпентина (25–30 %). В среднем, породы содержат ~5 % акцессорного хромшпинелида. Оливин по составу относится к высокомагнезиальному форстериту (Fo 94–96 %); в редких случаях содержание форстеритового компонента может превышать 96 %. Акцессорный хромшпинелид из дунитов, как и рудный из хромититов, обладает высокой

хромистостью и на диаграмме Н.В. Павлова (Павлов и др., 1979) соответствует субферрихромиту и субальмоферрихромиту с формулой $(\text{Mg}_{0.52}\text{Fe}_{0.48}\text{Mn}_{0.01})_{1.01}(\text{Cr}_{1.46}\text{Al}_{0.30}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01})_{1.99}\text{O}_4$.

Дуниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой, что согласуется с петрографическими наблюдениями Н.К. Высоцкого (1913). Ее особенностью является широкое распространение индивидов оливина с огранкой, близкой к идиоморфной. Эти индивиды окружены агрегатом более мелких зерен оливина, у которых собственная кристаллографическая огранка выражена слабее. Постмагматические преобразования оливина заключаются в его пластической деформации, иногда сопровождающейся рекристаллизацией с формированием тонкозернистого полиэдрическизернистого агрегата. Практически все разновидности дунита из «ядра» массива, выходящие на поверхность, подвержены петельчатой серпентинизации.

В отличие от большинства разновидностей дунитов, в грубозернистых порфиоровидных разновидностях порфиоровидные индивиды оливина имеют сложную огранку и характеризуются изометричным или слабо выраженным призматическим обликом. Пространство между крупными порфиоровыми вкрапленниками выполнено более мелкозернистым агрегатом оливина. Их характерная особенность – отчетливое проявление кристаллографической огранки, характерной для оливина. Именно в агрегатах такого типа встречаются минерализованные миароловые полости. Полости имеют изометричный облик и пространственно не связаны с трещинными структурами, развитыми во вмещающих дунитах. Индивиды оливина на границе миарол сочетают два типа огранки. Часть индивидов, которая находится в гипидиоморфнозернистом агрегате дунита, характеризуется скорее всего поверхностями совместного роста. Часть индивида, выходящая в пространство миаролы, огранена собственными гранями. В большинстве случаев миаролы не метаморфизованы и не деформированы. Обнаружены единичные миаролы со следами хрупких деформаций дунитов (рис. 3). В этом случае кристаллы оливина, выполняющие полость, часто раздроблены и лишены собственной кристаллографической огранки, в то же время и минералы в центральной части полости также деформированы, что особенно характерно для кристаллов клинохлора.

Обычно центральная часть миаролы заполнена скрытокристаллическим серпентиновым агрегатом (рис. 3б). В некоторых случаях центр миаролы

может быть полностью заполнен гранатом (рис. 4). По отношению к оливиному гранат ксеноморфен, однако часть сечений позволяет предполагать существование между оливином и гранатом поверхностей совместного роста. Если гранат заполняет всю полость, то чаще всего он слагает зернистый агрегат. В противоположном случае, когда гранат нарастает на оливин и заполняет полость частично, индивиды граната характеризуются идиоморфной огранкой со стороны центральной части полости. Иногда в миаролах устанавливается клинохлор.

Оливин в дуните и миаролах фрагментарно или полностью замещен серпентином с сохранением реликтов. Степень серпентинизации оливина в миаролах сходна с таковой во вмещающих дунитах. В процессе объемной петельчатой серпентинизации гранат в миаролах также преобразуется. Увеличение объема породы при серпентинизации приводит к растрескиванию хрупких зерен граната (рис. 4а), если они выполняют все пространство миаролы, а вновь образовавшиеся трещины заполняются серпентином с подчиненным количеством кальцита (рис. 4б).

В реликтах оливина определено расположение кристаллографических осей, что вместе с составом оливина (Fo 94–97) позволило реконструировать огранку кристаллов этого минерала (рис. 5). Как и большинство индивидов оливина в дунитах для кристаллов этого минерала в миаролах габитусной формой является пинакоид $\{010\}$, реже определяющее значение имеют грани ромбической призмы $\{110\}$, крайне редко встречаются кристаллы, сильно удлиненные по оси c .

Уваровит, хромсодержащий диопсид и клинохлор присутствуют исключительно в жилах массивных хромититов. Наиболее распространенным среди силикатных акцессорных минералов является клинохлор. Этот минерал часто образует включения в виде отрицательных кристаллов в индивидах хромшпинелида (рис. 6а), а также слагает прожилки в хромититах, сформированные вследствие хрупкой деформации хромититовых жил. Приблизительно в равных количествах с клинохлором в прожилках присутствует серпентин. В подчиненном количестве распространены гранат и хромсодержащий везувиан. Гранат обычно слагает изометричные мелкозернистые агрегаты средним размером 0.3 мм (рис. 6б). В массивных хромититах, содержащих клинохлор-гранатовую минерализацию, в межзерновом пространстве хромшпинелида часто встречаются кристаллы ферроникельплатины

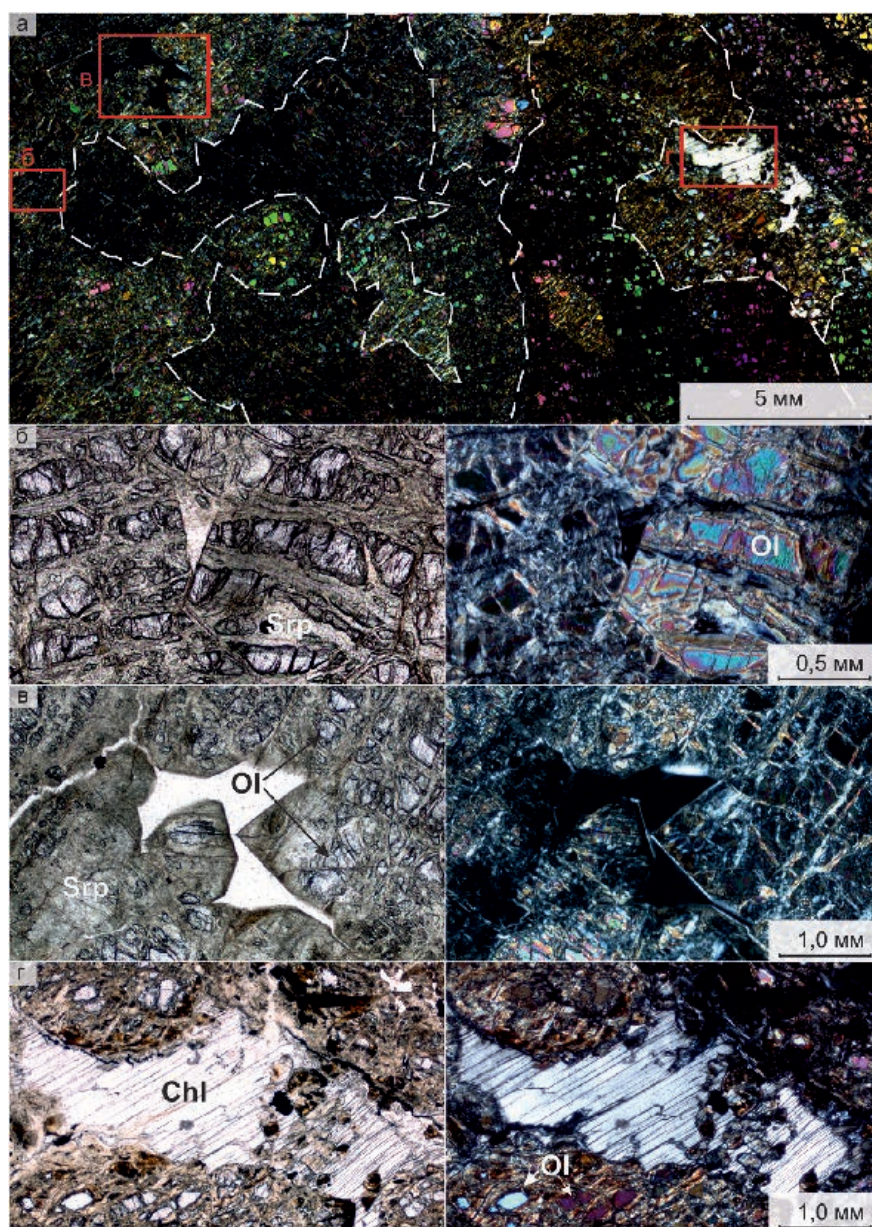


Рис. 3. Фотографии шлифа миаролитовых дунитов из Нижнетагильского массива: а – с анализатором (границы индивидов отмечены белой пунктирной линией); б–г – фрагменты с пустотами (б, в) между кристаллами оливина (Ol), иногда заполненными серпентином (Srp, б) или хлоритом (Chl, г).

Fig. 3. Images of thin section of miarolitic dunite from the Nizhny Tagil massif: а – with analyzer (the boundaries of grains are marked by a white dotted line); б–г – fragments with voids (б, в) between olivine crystals (Ol), locally, filled with serpentine (Srp, б) or chlorite (Chl, г).

(рис. 6в), представляющие собой полные псевдоморфозы по железистой платине или изоферроплатине (рис. 6г). Редко в гранат-клинохлоровых прожилках встречается миллерит (рис. 6д). Большинство зерен граната в хромититах обладает блоковой структурой и содержит многочисленные включения других минералов.

Гранат россыпи р. Бобровка. Геологические наблюдения в районе коренных месторожде-

ний демантоида, питающих россыпи р. Бобровка, в настоящее время затруднительны. На основании литературных данных (Иванов, 1996, 1998) можно утверждать, что демантоид в виде отдельных метакристаллов и их агрегатов средним размером около 0.8 см широко распространен в офитовых жилах в брусит-магнетит-антигоритовых породах. Эти жилы пространственно сопряжены с тектонизированными зонами, в которых они испытали хрупкие

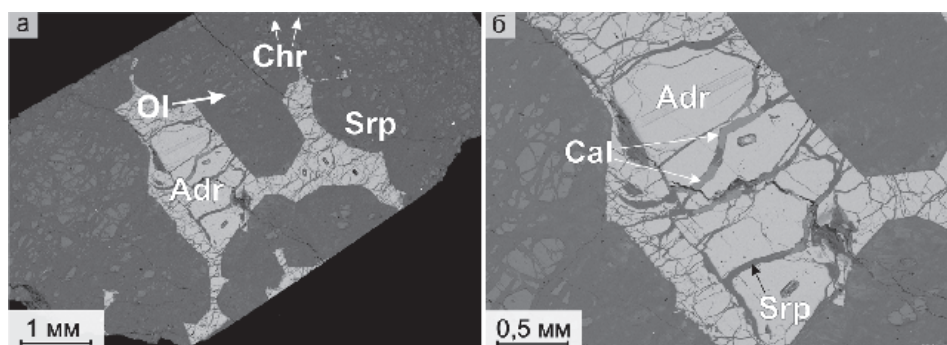


Рис. 4. Строение минерализованной полости в пневматолитовых дунитах Нижнетагильского массива, полностью выполненной агрегатом андрадита (Adr).

Трещины в гранате заполнены серпентином (Srp) и кальцитом (Cal). Ol – оливин, Chr – хромит.

Fig. 4. Structure of a mineralized cavity in pneumatolytic dunite of the Nizhny Tagil massif completely filled by andradite aggregate (Adr).

The fractures in garnet are filled with serpentine (Srp) and calcite (Cal). Ol – olivine, Chr – chromite.

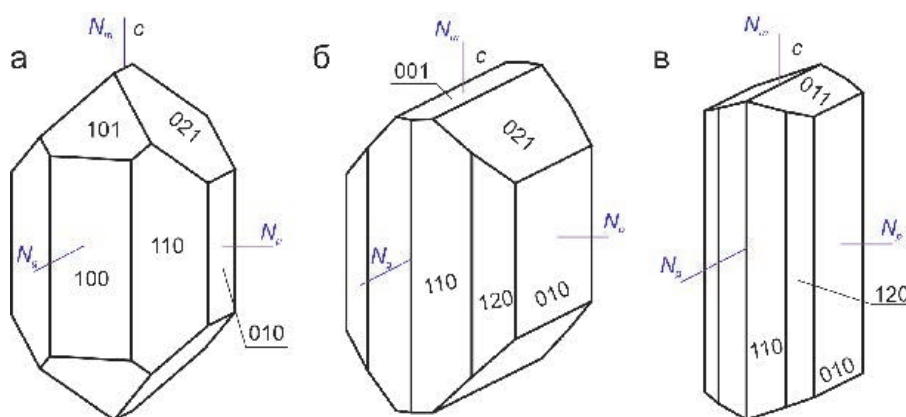


Рис. 5. Кристаллы оливина, принимающие участие в выполнении миароловых полостей: (а) – изометричного облика, (б) – с существенным развитием второго пинакоида и (в) – удлиненного облика

Fig. 5. Olivine crystals, which fill miarolitic cavities: (a) – isometric; (b) – with second pinacoid; (c) – elongated.

деформации. Сами жилы представляют собой тела выполнения трещин, сложенные, преимущественно, крупнопластинчатыми агрегатами офита и волокнистыми, нередко параллельно-шестоватыми агрегатами антигорита (пикролита).

Особенности химического состава граната Нижнетагильского массива. По результатам рентгеноспектрального микроанализа установлено, что все изученные гранаты являются представителями изоморфного ряда андрадит-уваровит с небольшой долейgrossулярового минала.

Гранаты в миаролитовых дунитах (рис. 7, 8а) по химическому составу соответствуют хромистому андрадиту со средним содержанием андрадитового минала 70 % (содержание Fe_2O_3 20.3–24.9 мас. %, табл. 1). Содержание уваритового и grossулярового минала, в среднем, составляет 20 и 7 %, соответственно. Содержание CaO колеблется от 32 до 36 мас. %, в среднем ~34 мас. %. Оксиды Ti и Mg

являются второстепенными в составе гранатов, однако отмечаются несколько индивидов с повышенным содержанием MgO до 2.7 мас. % (рис. 8б). Андрадит из миаролитовых дунитов не обладает отчетливой зональностью по химическому составу и характеризуется однородным строением.

Гранат из агрегатов, выполняющих трещины в массивных жильных хромититах, содержит наибольшее количество уваровитового минала (в среднем 41 %), по сравнению с гранатами из других парагенезисов Нижнетагильского массива. По составу этот гранат лежит вблизи пограничной линии ряда андрадит-уваровит и по формальным критериям часть зерен относится к андрадиту, а часть – к уваровиту (рис. 8а). Далее в тексте для удобства все гранаты из этого парагенезиса условно отнесены к уваровитам. Характерной чертой гранатов из жильных хромититов является высокое содержание grossулярового компонента – до 23 %. Кроме повы-

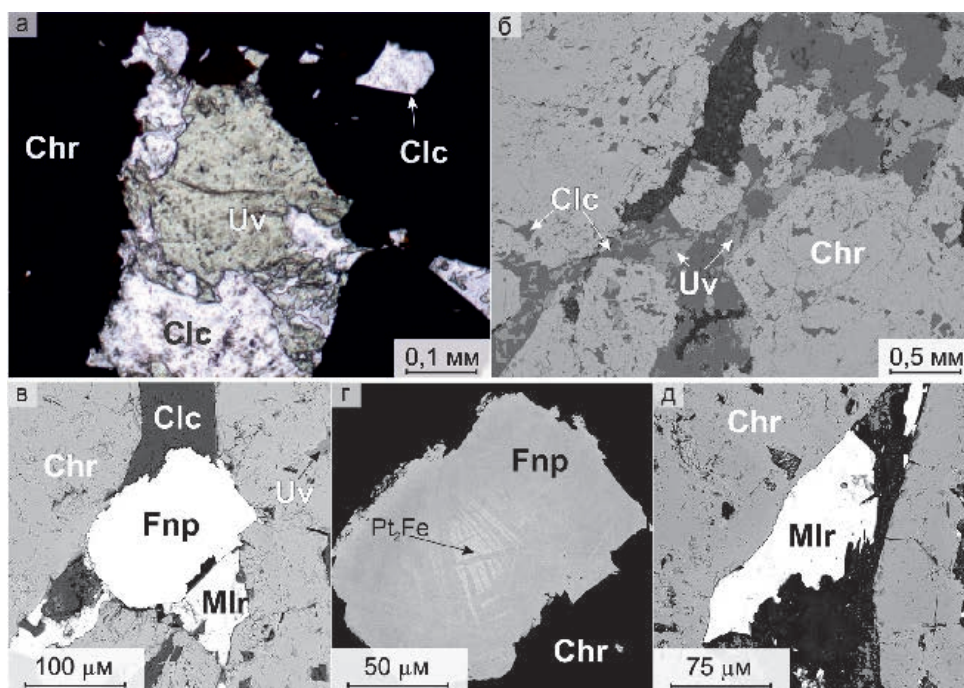


Рис 6. Уваровит (Uv) в ассоциации с клинохлором (Clc, а, б) в хромитите (Chr), а также ферроникельплатина (Fnp, в, г) и миллерит (Mlr, в, д) в хромитите Нижнетагильского массива
 Фото а – проходящий свет без анализатора, б–д – СЭМ-фото.

Fig. 6. Uvarovite (Uv) in assemblage with clinocllore (Clc, а, б) in chromitite (Chr) and ferronickelplatinum (Fnp, в, г) and millerite (Mlr, в, д) in chromitite of the Nizhny Tagil massif.

Photo а – transmitted light without analyzer, б–д – SEM-images.

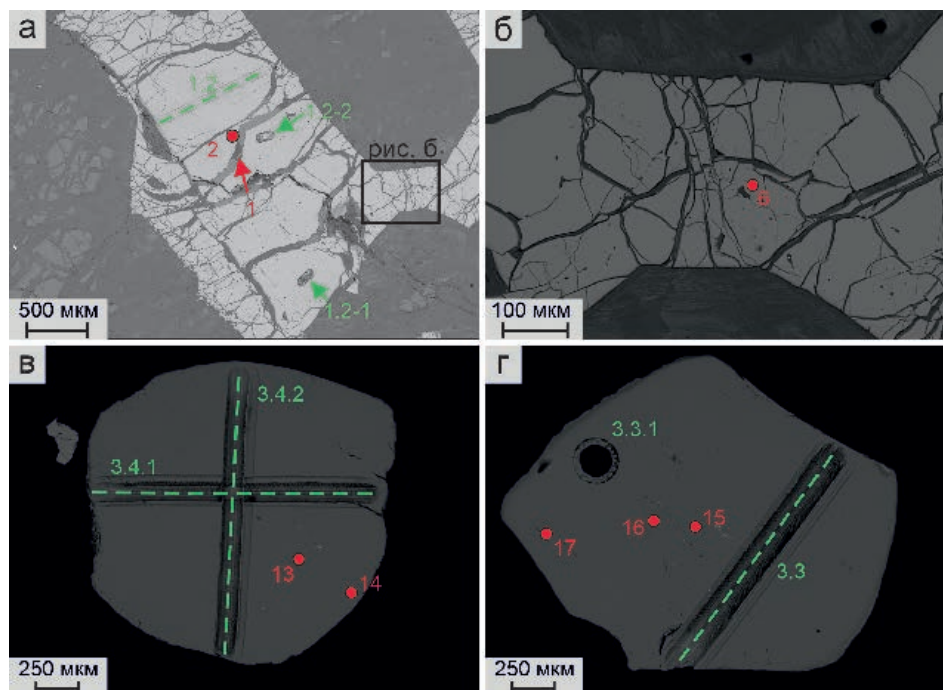


Рис. 7. Схема расположения точек (красное) рентгеноспектрального анализа (табл. 1) и точек (зеленое) и профилей (пунктирные линии) ЛА-ИСП-МС анализа (табл. 2) в гранате из миаролитовых дунитов (а, б) и зернах демантоида из россыпи р. Бобровка (в, г).

Fig. 7. Location of EPMA analytical points (red, Table 1) and points (green) and profiles (dashed lines) of LA-ICP-MS analysis (Table 2) in garnet from miarolitic dunite (а, б) and demantoid grains from the placer of the Bobrovka River (в, г).

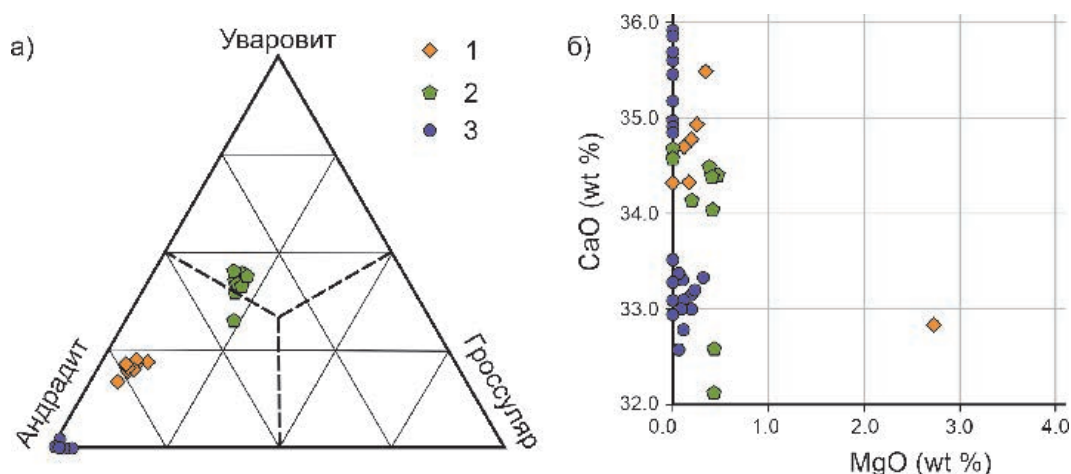


Рис. 8. Состав гранатов из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива: а – содержания андрадит-гроссулярь-уваровитового минала; б – концентрации транзитных элементов в гранатах.

Здесь и на рис. 10, диаграммы построены по (Schwarzinger, 2019).

Fig. 8. Composition of garnets from miarolitic dunite (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif: a – contents of the andradite-grossular-uvarovite end-member; б – concentrations of transiting elements in garnets.

Here and Fig. 10, diagrams are composed after (Schwarzinger, 2019).

шенного содержания Cr_2O_3 для хромититовых гранатов отмечаются повышенные содержания TiO_2 (до 2.1 мас. %). Концентрация MgO низкая, в среднем, ~0.4 мас. %. В отдельных фрагментах граната присутствует примесь MnO до 0.2 мас. %.

Гранат из коренных офитовых жил в брусит-магнетит-антигоритовых породах по химическому составу отвечает практически конечному андрадиту: содержание уваровитового минала не превышает 0.6 %, а гроссулярового – 2.1 % (рис. 8а). Аналогичным химическим составом характеризуется гранат из россыпи р. Бобровка. Для этого типа граната характерно минимальное содержание примесных компонентов. Так, почти для половины проанализированных зерен содержание MgO , Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 и MnO находится ниже предела обнаружения. В других образцах их концентрация может достигать десятых долей мас. % (табл. 1).

Андрадиты из миаролитовых дунитов однородны по распределению главных компонентов и элементов-примесей (рис. 9а). Слабая неоднородность распределения характерна только для MgO с повышенными концентрациями в краевых частях индивидов граната. Гранаты из хромититов обладают сложным внутренним строением и содержат многочисленные микровключения, из-за чего измерение содержания основных элементов методом ЛА-ИСП-МС по профилям не позволило устано-

вить гомогенность или гетерогенность строения. По результатам СЭМ анализа демантоиды Бобровского месторождения, как и гранаты из других типов пород Нижнетагильского массива, однородны по химическому составу. Результаты ЛА-ИСП-МС анализа демантоидов демонстрируют слабую внутреннюю зональность с повышением содержаний Mg и Mn в краевых частях зерен (рис. 9б–г).

На бинарных диаграммах (рис. 10) гранаты из миарол в дунитах и демантоиды Бобровского месторождения образуют достаточно выдержанные поля составов. Гранаты из хромититов характеризуются большим разбросом соотношений Mn/Ti и Al/Mg (рис. 10).

Закономерности распределения РЗЭ в гранатах. Анализ распределения РЗЭ методом ЛА-ИСП-МС позволил выявить ряд контрастных особенностей гранатов из различных парагенезисов. Наиболее обогащены РЗЭ гранаты из хромититов. В андрадитах из миаролитовых дунитов и в демантоидах из аподунитовых метасоматитов содержание РЗЭ, в среднем, в два раза ниже по сравнению с гранатами из хромититов (табл. 2). Соотношение легких и тяжелых РЗЭ в гранатах из разных парагенезисов существенно отличается. Так, наименьшей концентрацией легких РЗЭ характеризуются гранаты из миаролитовых дунитов, в то время как гранаты из хромититов обогащены легкими лантаноидами. Максимальные концентрации тяжелых РЗЭ

Таблица 1

Состав гранатов андрадит-гроссулярового ряда из Нижнетагильский массива (мас. %)

Table 1

Compositions of andradite-grossular garnets from the Nizhny Tagil massif (wt %)

№ п/п	Первичный номер	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	Сумма
1	Спектр 1761	2.73	1.44	36.19	32.83	0.40	6.59	—	19.82	100.00
2	Спектр 1763	—	1.60	36.90	34.33	0.41	6.41	—	20.35	100.00
3	Спектр 1705	0.11	1.24	37.67	34.71	0.53	6.25	—	21.03	101.54
4	Спектр 1706	0.18	1.31	37.20	34.79	0.48	6.24	—	21.24	101.44
5	Спектр 1724	0.25	1.16	38.34	34.94	0.44	5.14	—	22.41	102.68
6	Спектр 1731	0.36	1.51	37.57	35.49	0.45	6.21	—	20.97	102.56
7	2_1	0.40	3.82	35.65	34.40	2.10	11.99	—	10.27	98.63
8	2_2	0.42	4.09	36.20	32.12	0.42	12.66	0.19	9.82	95.92
9	2_4	0.43	4.50	35.92	34.42	2.43	9.30	—	11.69	98.69
10	10_5	—	3.68	37.42	34.63	0.52	13.61	—	10.48	100.34
11	10_6	0.39	3.94	35.78	34.47	1.24	11.75	—	10.81	98.38
12	12_1	0.18	3.88	36.04	34.13	1.09	13.09	0.11	10.05	98.57
13	Спектр 1744	—	—	37.10	34.89	—	—	—	29.04	101.03
14	Спектр 1745	—	—	36.34	34.82	—	—	—	28.9	100.06
15	Спектр 1746	—	—	37.45	35.88	0.75	—	—	28.78	102.86
16	Спектр 1747	—	—	37.60	35.70	—	—	—	28.84	102.14
17	Спектр 1748	—	—	37.53	35.60	—	—	—	28.89	102.02
18	32_3	0.30	0.43	35.15	33.34	0.67	0.05	—	27.28	97.22
Формульные коэффициенты в расчете на 8 катионов										
1	Спектр 1761	0.33	0.14	2.92	2.84	0.02	0.42	—	1.34	
2	Спектр 1763	—	0.15	3.01	3.00	0.03	0.41	—	1.39	
3	Спектр 1705	0.01	0.12	3.03	2.99	0.03	0.40	—	1.42	
4	Спектр 1706	0.02	0.12	3.00	3.00	0.03	0.40	—	1.43	
5	Спектр 1724	0.03	0.11	3.05	2.98	0.03	0.32	—	1.49	
6	Спектр 1731	0.04	0.14	2.98	3.02	0.03	0.39	—	1.39	
7	2_1	0.05	0.37	2.93	3.03	0.13	0.78	—	0.71	
8	2_2	0.05	0.41	3.06	2.91	0.03	0.85	0.01	0.69	
9	2_4	0.05	0.43	2.94	3.02	0.15	0.60	—	0.80	
10	10_5	—	0.35	3.03	3.01	0.03	0.87	—	0.71	
11	10_6	0.05	0.38	2.94	3.04	0.08	0.76	—	0.74	
12	12_1	0.02	0.38	2.97	3.01	0.07	0.85	0.01	0.69	
13	Спектр 1744	—	—	3.00	3.03	—	—	—	1.97	
14	Спектр 1745	—	—	2.97	3.05	—	—	—	1.98	
15	Спектр 1746	—	—	2.98	3.06	0.04	—	—	1.92	
16	Спектр 1747	—	—	3.01	3.06	—	—	—	1.93	
17	Спектр 1748	—	—	3.01	3.06	—	—	—	1.94	
18	32_3	0.04	0.04	2.95	3.00	0.04	—	—	1.92	

Примечание. Гранаты из пневматолитовых дунитов (№ 1–6), хромититов (№ 7–12) и россыпи р. Бобровка (№ 13–18). Анализы № 7, 8, 10–12 – уваровит. Прочерк – содержание ниже предела обнаружения.

Note. Garnets from pneumatolytic dunite (nos. 1–6), chromitites (nos. 7–12) and the placer of the Bobrovka River (nos. 13–18). Analyses nos. 7, 8 and 10–12 – uvarovite. Dash – the content of element is below detection limit.

установлены в гранатах из миаролитовых дунитов, средние – в гранатах из хромититах и минимальные – в демантах из аподунитовых метасоматитов.

Гранаты из разных парагенезисов Нижнетагильского массива также отличаются по характеру распределения РЗЭ. Хромсодержащий андрадит из миаролитовых дунитов характеризуется плавными кривыми распределения РЗЭ с положительным на-

клоном и накоплением тяжелых лантаноидов (рис. 11а). Уваровит из хромититов максимально обогащен РЗЭ по сравнению с другими гранатами из пород Нижнетагильского массива. Для спектра РЗЭ уваровита характерен слабый отрицательный наклон от легких к тяжелым лантаноидам с явной отрицательной аномалией Nd в большинстве анализов. Среднее содержание легких РЗЭ в гранатах

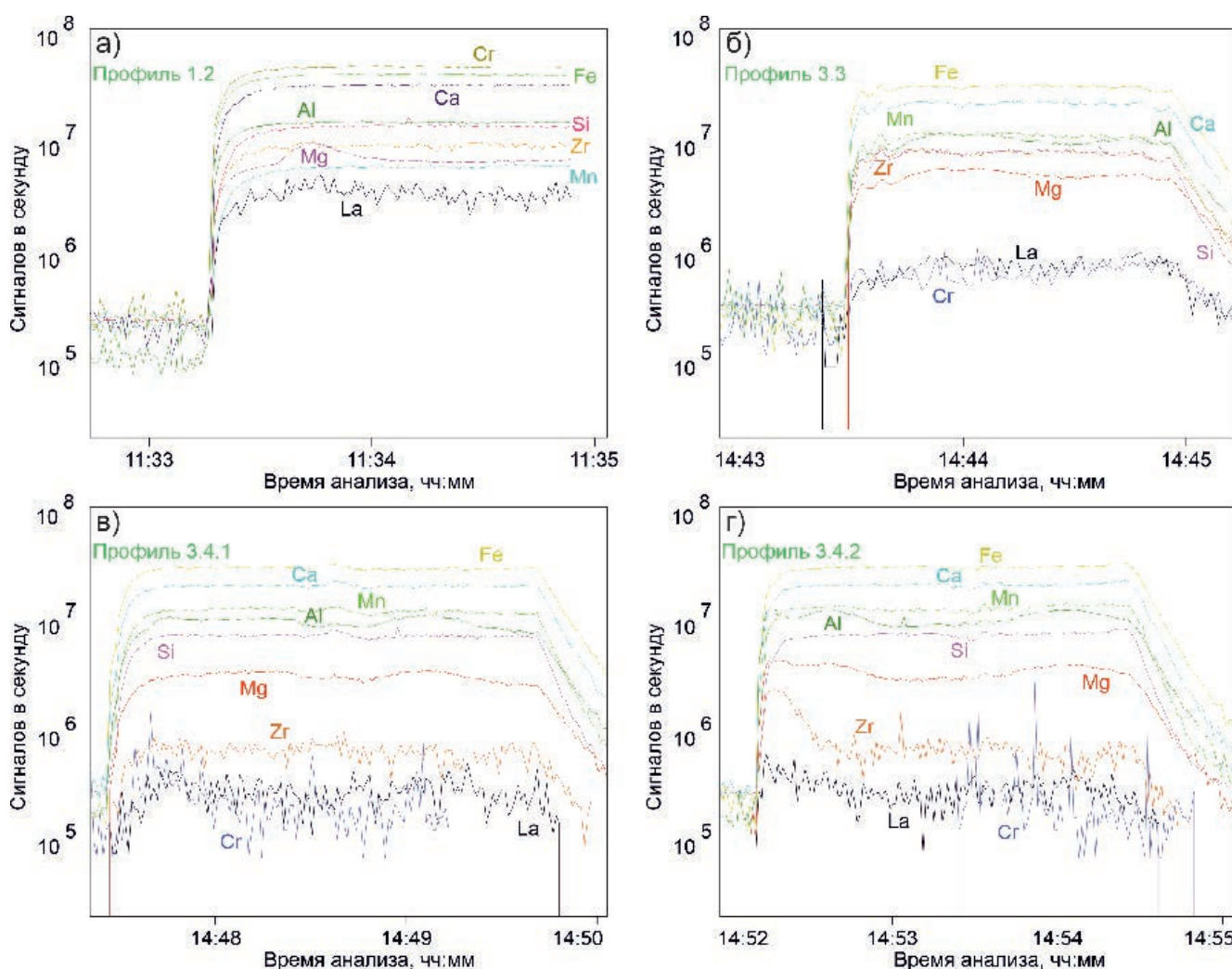


Рис. 9. ЛА-ИСП-МС профили в гранатах из миаролитовых дунитов (а) и демантоидах из россыпи р. Бобровка (б–г). Положение профилей показано на рис. 7.

Fig. 9. LA-ICP-MS profiles of garnets from miarolitic dunite (a) and demantoids from the placer of the Bobrovka River (б–г). Position of analytical profiles is shown in Fig. 7.

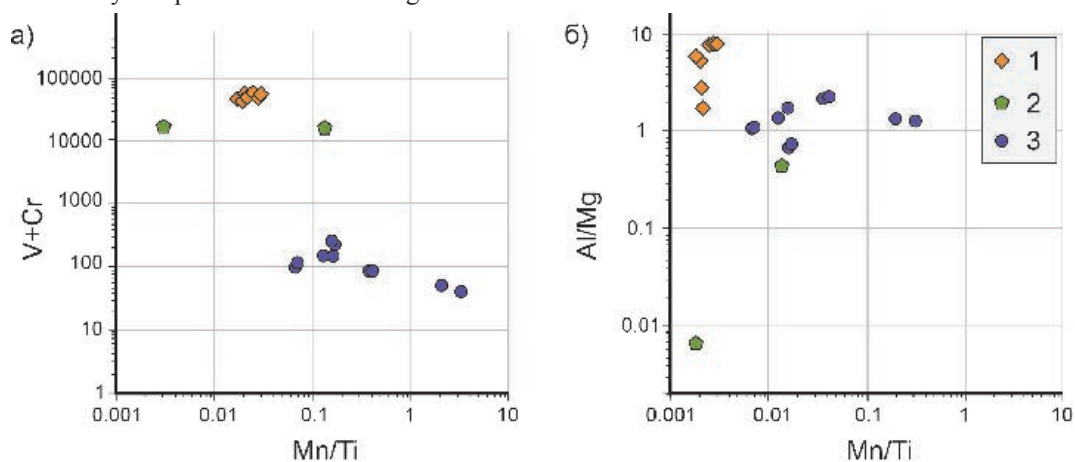


Рис. 10. Зависимость содержаний и отношений некоторых элементов-примесей в гранатах из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива: а – $V + Cr - Mn/Ti$; б – $Al/Mg - Mn/Ti$.

Fig. 10. Correlation between contents and ratios of some trace elements in garnets from miarolitic dunite (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif: а – $V + Cr - Mn/Ti$; б – $Al/Mg - Mn/Ti$.

Таблица 2
 Table 2

Содержание редкоземельных элементов в гранатах Нижнетагильского массива (г/т)

REE content of garnets of the Nizhny Tagil massif (ppm)

№ п/п	Первичный номер	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	Σ LREE	Σ HREE
1	HT1-1-1	0.19	0.65	0.12	0.60	0.26	0.14	0.52	0.15	0.94	0.21	0.74	0.11	0.88	0.16	5.66	1.55	1.88
2	HT1-1-2	0.22	0.86	0.12	0.58	0.22	0.10	0.47	0.12	0.97	0.23	0.86	0.14	1.08	0.20	6.16	1.77	2.28
3	HT1-2-1	0.14	0.57	0.10	0.44	0.21	0.10	0.45	0.10	0.80	0.20	0.68	0.11	0.77	0.14	4.80	1.25	1.69
4	HT1-2-2	0.16	0.64	0.10	0.48	0.21	0.09	0.43	0.09	0.76	0.18	0.61	0.11	0.76	0.13	4.75	1.37	1.61
5	HT1-3-1	0.20	0.82	0.12	0.57	0.24	0.11	0.52	0.12	0.99	0.24	0.85	0.13	1.12	0.20	6.24	1.72	2.29
6	HT1-3-2	0.16	0.74	0.12	0.60	0.26	0.14	0.65	0.16	1.34	0.34	1.11	0.17	1.22	0.19	7.18	1.61	2.68
7	HT1-3-3	0.19	0.83	0.13	0.71	0.32	0.15	0.73	0.17	1.36	0.32	1.10	0.16	1.17	0.19	7.52	1.86	2.62
Среднее арифметическое		0.18	0.73	0.12	0.57	0.25	0.12	0.54	0.13	1.03	0.25	0.85	0.13	1.00	0.17	6.05	1.59	2.15
8	Ht2.4m-2spot	4.27	9.52	1.40	6.44	1.78	0.63	1.87	0.29	1.71	0.32	0.63	0.08	0.47	0.07	29.5	21.6	1.31
9	HT2.1m-1line	0.01	0.04	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.14	0.01	0.30	0.08	0.16
10	HT2.1m-2line	0.11	0.64	0.25	0.11	0.40	0.07	0.42	0.08	0.19	0.03	0.17	0.02	0.41	0.01	2.90	1.11	0.61
11	HT2.6m-line	1.21	5.57	1.61	0.49	1.53	0.21	1.20	0.22	0.49	0.06	0.38	0.06	0.23	0.04	13.31	8.89	0.71
Среднее арифметическое		1.40	3.94	0.82	1.76	0.93	0.23	0.88	0.15	0.60	0.10	0.31	0.04	0.31	0.03	11.51	7.92	0.70
12	HT-3M-3.1	0.16	3.64	0.88	2.64	0.13	0.51	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	8.04	7.32	0.01
13	HT-3M-3.2	0.09	1.23	0.23	0.73	0.05	0.18	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	2.54	2.27	0.01
14	HT-3.1 line1	0.13	3.19	0.78	2.85	0.21	0.62	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	7.90	6.96	0.03
15	HT-3.2 line1	0.13	1.47	0.30	0.95	0.10	0.25	0.07	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	3.47	2.85	0.13
16	HT-3.4 line1	0.07	2.04	0.52	1.45	0.09	0.42	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	4.67	4.08	0.02
17	HT-3.4 line2	0.08	2.12	0.54	1.49	0.09	0.41	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	4.81	4.22	0.03
18	HT-3.5 line1	0.15	3.08	0.56	1.93	0.29	0.19	0.24	0.02	0.11	0.02	0.04	0.01	0.06	0.01	6.71	5.72	0.12
19	HT-3.5 line2	0.17	3.56	0.61	1.98	0.28	0.18	0.20	0.02	0.10	0.02	0.04	0.01	0.05	0.01	7.21	6.32	0.09
Среднее арифметическое		0.12	2.54	0.55	1.75	0.16	0.35	0.09	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	5.67	4.97	0.06

Примечание. Гранаты из дунитов (№ 1–7), хромититов (8–10) и аподунитовых метасоматитов (№ 11–18).

Note. Garnets from dunite (nos. 1–7), chromitites (nos. 8–10) and metasomatites after dunites (nos. 11–18)

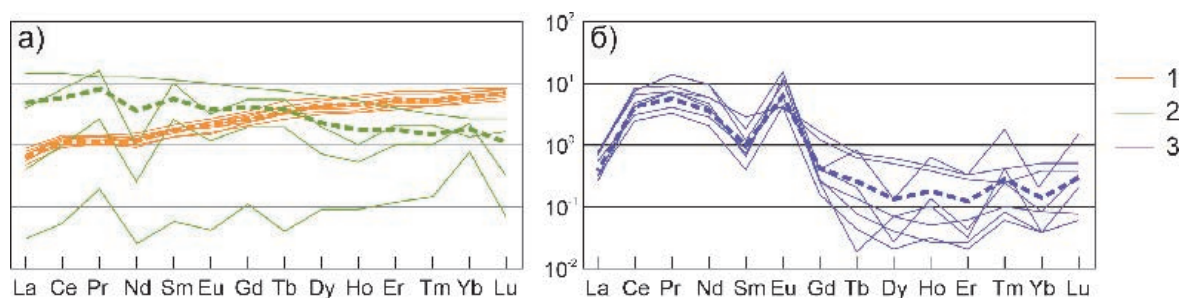


Рис. 11. Хондрит-нормализованное (McDonough, Sun, 1995) распределение РЗЭ в гранатах из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива. Пунктирными линиями показаны среднеарифметические значения РЗЭ для гранатов из каждого парагенезиса

Fig. 11. Chondrite-normalized (McDonough, Sun, 1995) REE pattern of garnets from miarolitic dunite (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif. Dashed lines show the arithmetic mean REE values for garnets from each paragenesis

из хромититов (рис. 11а) почти в пять раз выше по сравнению с гранатами из дунитов, хотя сумма тяжелых РЗЭ уступает больше, чем в четыре раза.

Наиболее сложный характер распределения РЗЭ установлен в демантоидах из аподунитовых метасоматитов (рис. 11б). Эти гранаты обеднены тяжелыми лантаноидами. По сумме легких РЗЭ они занимают промежуточное место между уваровитом из хромититов и андрадитом из миаролитовых дунитов. Легкие РЗЭ распределены в этих гранатах «горбообразно» с резким увеличением Se_N по сравнению с La_N и падению содержания Sm_N по сравнению с Nd_N . В правой части спектр распределения РЗЭ в гранатах из аподунитовых метасоматитов характеризуется слабым отрицательным наклоном, сходным с таковым в гранатах из хромититов.

Несмотря на отсутствие видимой зональности у большинства исследованных гранатов, результаты ЛА-ИСП-МС анализа по профилям показывают слабую скрытую зональность распределения РЗЭ (рис. 9).

Обсуждение результатов

В результате исследований в породах Нижнетагильского массива выявлены три парагенезиса гранатов: хромистый андрадит в миаролитовых дунитах, промежуточный член ряда андрадит-уваровит в массивных жильных хромититах и демантоид, близкий по составу к конечному андрадиту, в аподунитовых метасоматитах.

Характер взаимоотношений хромистого андрадита с серпентином указывает на то, что этот минерал был сформирован позже, чем кристаллы оливина, слагающие миароловые полости в дунитах, но раньше петельчатой серпентинизации дунитов. Наиболее вероятно, что образование хромистого андрадита в миаролах происходило на завершающей стадии позднемагматического процесса, при этом гранат в миаролитовых полостях концентрировал практически все элементы-примеси, некогерентные по отношению к оливину.

Приуроченность уваровита к трещинам деформаций массивных хромититов указывает на его формирование в гидротермально-метасоматическую стадию. Парагенезис минералов, в который входит уваровит, типичен для высокотемпературных гидротермально-метасоматических процессов, наиболее близких к известковым скарнам (Плющев и др., 2012). Важно отметить, что в прожилках наряду с клинохлором и уваровитом присутствуют идиоморфные кристаллы минералов платиновой группы (МПГ).

Можно предположить, что формирование МПГ в данном случае обусловлено развитием гидротермально-метасоматических процессов (Пушкарев и др., 2015). Однако при детальном изучении установлено, что индивиды МПГ – это частичные или полные псевдоморфозы ферроникельплатины по ранним Pt-Fe минералам. Замещение изоферроплатины или железистой платины поздними минералами группы тетраферроплатины – широко проявленный процесс в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах (Tolstykh et al., 2015; Козлов и др., 2019; Степанов и др., 2020), обычно связанный с серпентинизацией дунитов. Таким образом, формирование уваровитового парагенезиса связано с гидротермально-метасоматическим преобразованием хромититов и присутствующими в них МПГ и предшествует стадии массивной серпентинизации дунитов.

Демантоидная минерализация приурочена к области наибольшего метаморфогенно-метасоматического преобразования дунитов. По различным оценкам степень преобразования дунитов в при-

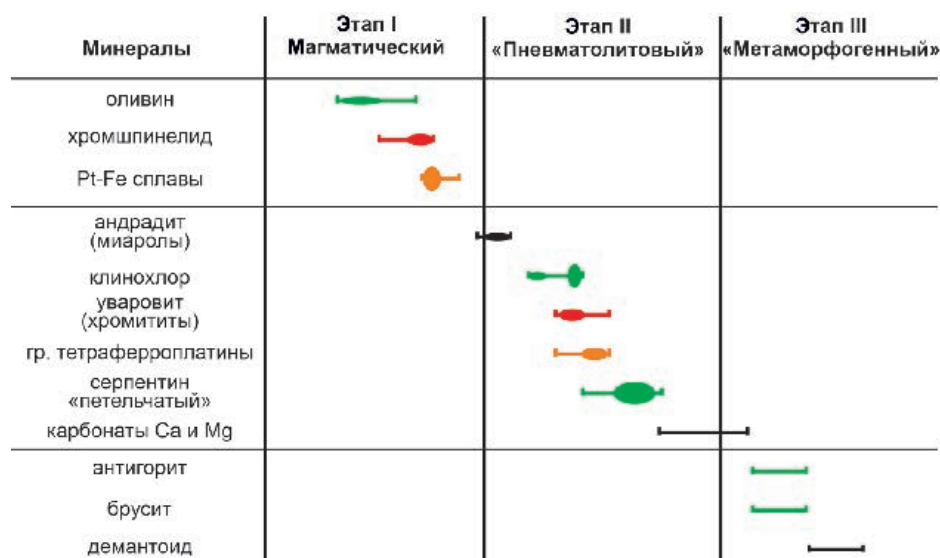


Рис. 12. Последовательность образования разных парагенезисов граната и других широко распространенных минералов в дунитах Нижнетагильского массива.

Зеленое – оливин и замещающие его минералы; красное – хромшпинелид и замещающие его минералы; оранжевое – минералы платиновой группы.

Fig. 12. A paragenetic sequence of formation of garnet and other abundant minerals in dunites of the Nizhny Tagil massif.

Green – minerals, which mostly replace olivine; red – minerals, which replace Cr-spinel; orange – platinum group minerals.

контактных частях дунитовых «ядер» соответствует степени преобразования пород в экзоконтакте Нижнетагильского массива (Иванов, 2015) и близка к условиям амфиболитовой фации. Именно в этих условиях происходит формирование антигоритовых и брусит-антигоритовых метасоматитов, часто локализованных в виде мощных протяженных зон в западной части дунитовых «ядер». Скорее всего, формирование магнетит-брусит-антигоритовых метасоматитов связано с поздними коллизионными процессами (Кисин и др., 2020). С завершающими стадиями этих процессов, по-видимому, связано и формирование офитовых жил с демантоидной минерализацией (Иванов, 1988). Дальнейшие процессы регионального метаморфизма привели к формированию более низкотемпературных серпентинитов с преобладанием хризотила. Преобразования альпинотипных гипербазитов Урала завершаются развитием аподунитовых и апосерпентинитовых кор выветривания (Таловина, Хайде, 2016), которые в пределах Нижнетагильского массива не распространены. Характер взаимоотношений граната с другими минералами в дунитах, хромититах и поздних аподунитовых метасоматитах позволил предложить схему относительного возраста минералообразования (рис. 12).

Онтогенетические наблюдения подтверждают особенности химического состава гранатов. Так, в наиболее высокотемпературном парагенезисе

граната (миаролитовых дунитах) присутствует высокохромистый андрадит, практически лишенныйgrossулярового минала, тогда как в хромититах распространен гранат с большим содержаниемgrossуляровой компоненты. Демантоиды из аподунитовых метасоматитов Нижнетагильского массива полностью аналогичны подобным гранатам, развитым по ультраосновному субстрату, в том числе, и в альпинотипных гипербазитах Урала (Алферова, 2006; Murzin et al., 1995; Kissin et al., 2021).

Генетические построения подтверждаются характером распределения РЗЭ в гранатах из различных парагенезисов. Если в качестве модели рассматривать формирование граната в миаролитовых дунитах из позднемагматических флюидов, обогащенных несовместимыми элементами, то плавный спектр распределения с накоплением тяжелых РЗЭ является закономерным результатом такой обстановки. В то же время, распределение РЗЭ в уваровите из хромититов характеризуется слабым тетрад-эффектом, что указывает на участие высокотемпературных водных флюидов и гидротермальных растворов при формировании этого парагенезиса (Lee et al., 1994; Tang, Liu, 2002; Скублов, 2005). Эта закономерность подтверждается накоплением в уваровите более мобильных в гидротермальных процессах легких РЗЭ (Скублов, 2005). Наиболее яркий тетрад-эффект характерен для распределения РЗЭ в гранатах из аподунитовых

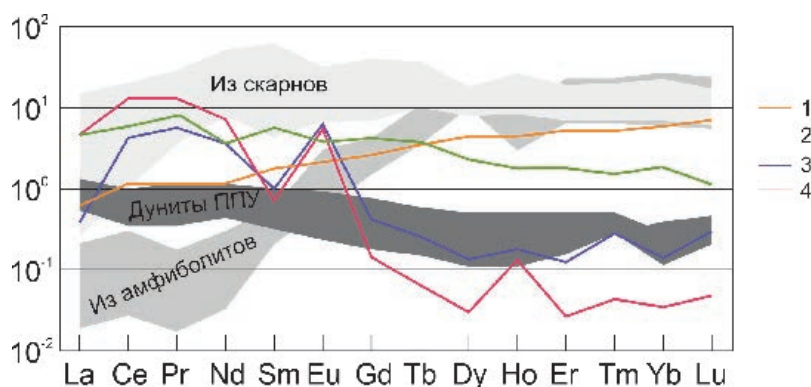


Рис. 13. Распределение среднеарифметических содержаний РЗЭ по результатам ЛА-ИСП-МС анализа в гранатах из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива и демантоидах и топазолитах из Мадагаскара (4) (Pezzotta et al., 2011).

Для сравнения приведены поля составов андрадитов из железорудных скарновых месторождений Восточного Китая (Yang et al., 2020), андрадит-гроссуляров из гранатовых амфиболитов Ильменского массива (Медведева, 2010) и валовый состав мелкозернистых дунитов Нижнетагильского массива (Степанов, 2018).

Fig. 13. REE patterns based on arithmetic mean results of LA-ICP-MS analysis of garnets from miarolitic dunites (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif and demantoids and topazolites from Madagascar (4) (Pezzotta et al., 2011).

The compositional fields of andradites from iron skarn deposits of East China (Yang et al., 2020), andradite-grossulars from garnet amphibolites of the Ilmeny complex (Medvedeva, 2010), and bulk composition of fine-grained dunites of the Nizhny Tagil massif (Stepanov, 2018) are given for comparison.

метасоматитов, сформированных из гидротермальных растворов.

Гранаты ряда андрадит-гроссуляр типичны для пород из разных геологических обстановок, из которых наиболее характерны скарновые и некоторые метаморфические ассоциации (Соболев, 1964), при этом андрадиты из различных пород отличаются по содержанию макро- и микрокомпонентов. Для гранатов из скарнов и метаморфических пород характерно существенное содержание гроссулярового минала и низкие содержания Cr_2O_3 , в отличие от изученных нами гранатов из пород Нижнетагильского массива. Спектры распределения РЗЭ в гранатах из метаморфических пород, нормированные к хондриту, характеризуются положительным наклоном с накоплением тяжелых РЗЭ, в скарнах спектр РЗЭ_N субгоризонтален с повышенными содержаниями РЗЭ. Спектр РЗЭ_N изученных гранатов из миаролитовых дунитов Нижнетагильского массива демонстрирует накопление тяжелых РЗЭ, как это свойственно метаморфогенным гранатам, но с меньшей интенсивностью. Спектр РЗЭ_N уваровита из хромититов практически субгоризонтален, а демантоиды обогащены легкими РЗЭ и демонстрируют значительную аномалию Eu, что может указывать на изменение Eh среды (рис. 13; Скляр, 2001). Отмечается почти полное сходство распреде-

ления РЗЭ в демантоидах р. Бобровка и Мадагаскара (Pezzotta et al., 2011).

Кроме содержания и характера распределения РЗЭ, в качестве типоморфных признаков граната можно использовать содержание таких элементов, как V, Cr, Mn и Ti. На специфические условия формирования гранатов в миаролитовых дунитах косвенно указывает обособленное поле составов этих гранатов на диаграмме Al/Mg–Mn/Ti (рис. 14), в то время как точки составов гранатов из хромититов и аподунитовых метасоматитов попадают в поля составов гранатов из других коренных месторождений демантоида (Уфалейское, Коркодинское, рис. 14а). Отдельно располагаются точки составов граната из родингитов Баженовского месторождения (рис. 14а) (Schwarzinger, 2019).

На графике V + Cr–Mn/Ti точки составов гранатов из различных парагенезисов Нижнетагильского массива располагаются на удалении друг от друга (рис. 14б). При этом демантоиды из других месторождений (Уфалейское, Коркодинское, месторождения Намибии) (Schwarzinger, 2019) отличаются по содержанию этих элементов от всех изученных нами гранатов (рис. 14б).

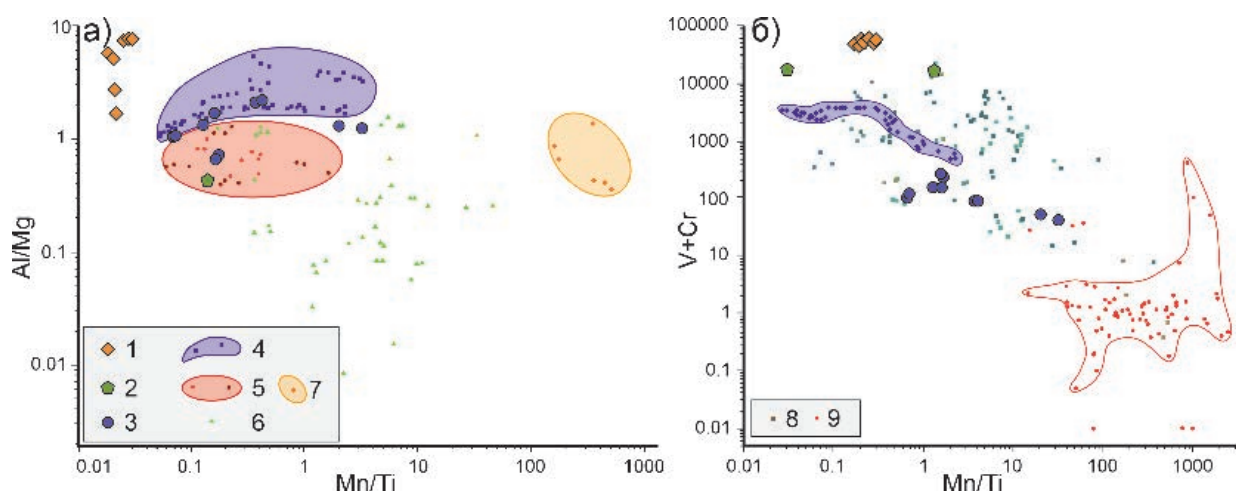


Рис. 14. Зависимость содержаний и отношений некоторых элементов-примесей по данным ЛА-ИСП-МС в гранатах из миаролитовых дунитов (1), хромититов (2) и аподунитовых метасоматитов (3) Нижнетагильского массива, Уфалейского (4) и других демантоидных месторождений Челябинской области (5), включая месторождение Бобровка, одноименной р. Бобровка Нижнетагильского массива (6), Баженовского месторождения (7), Полдневского и Коркодинского демантоидных месторождений (8), демантоидных месторождений Намибии (9).

Составы гранатов из месторождений 4–9 взяты из литературных данных (Schwarzinger, 2019).

Fig. 14. Correlation of LA-ICP-MS-based content and ratios of some trace elements in garnets from miarolitic dunites (1), chromitites (2) and metasomatites after dunites (3) of the Nizhny Tagil massif, Ufaley (4) and other demantoid deposits of the Chelyabinsk region (5) including the Bobrovka deposit, the eponymous placer of the Bobrovka River of the Nizhny Tagil massif (6), Bazhenovskoe deposit (7), Poldnevoy and Korkodin demantoid deposits (8), demantoid deposits of Namibia (9).

The compositions of garnets 4–9 are taken from (Schwarzinger, 2019).

Закключение

В породах Нижнетагильского массива гранат обнаружен в 1) миаролитовых дунитах, в которых он образует отдельные кристаллы в пустотах или заполняет пустоты целиком, 2) трещинах в массивных жильных хромититах и 3) брусит-антигорит-магнетитовых метасоматитах по дунитам, в которых гранат обычно образует метакристаллы. Гранаты из разных парагенезисов отличаются по содержаниям макро- и микрокомпонентов. В миаролитовых дунитах обнаружен высокохромистый андрадит почти без примеси гроссулярового компонента, при этом спектры РЗЭ_N характеризуются слабым положительным наклоном. В хромититах присутствует гранат промежуточным составом между андрадитом и уваровитом, для которого характерен спектр РЗЭ_N со слабым отрицательным наклоном и незначительным проявлением тетрад-эффекта. В аподунитовых метасоматитах распространены демантоиды с минимальными содержаниями примесей, состав которых формально отвечает практически конечному андрадиту, а спектр РЗЭ_N характеризуется отрицательным наклоном с сильным влиянием тетрад-эффекта и значительной положительной аномалией Eu.

Установлено, что андрадит из миаролитовых пустот кристаллизовался на завершающих стадиях магматического этапа, в то время как уваровит в трещинах массивных хромититов образовался в гидротермально-метасоматическую стадию, предшествующую серпентинизации дунитов. Образование демантоидов связано с наложенными процессами регионального метаморфизма, аналогично условиям формирования в других известных месторождениях демантоидов в альпинотипных гипербазитах.

Авторы выражают глубокую признательность редакции и рецензенту, замечания которого позволили улучшить текст рукописи, а также Д.А. Ханину за проведение аналитических работ.

Работа выполнена за счет средств грантов РНФ №№ 20-77-00073 и 22-17-00027.

Литература

Алферова М.С. (2006) Минералогия и условия образования Ново-каркодинского месторождения демантоида (Средний Урал). *Новые данные о минералах*, **41**, 71–78.

Бетехтин А.Г. (1935) Платина и другие минералы платиновой группы. М., Издательство академии наук СССР, 148 с.

Бетехтин А.Г. (1946) О хромовых гранатах из Нижне-Тагильского дунитового массива. *Академику*

Дмитрию Степановичу Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. Сборник статей, 68–73.

Виноградская Г.М. (1954) Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. *Доклады АН СССР*, 97(5), 899–902.

Высоцкий Н.К. (1913) Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. *Труды Геологического комитета*, (62), 692 с.

Высоцкий Н.К. (1923) Платина и районы ее добычи. Труды КЕПС, Петроград, 1–5, 343 с.

Десятниченко Л.И., Фаденчева И.Ф., Парфенов В.В. и др. (2005) Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХП (Качканар). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 457 с.

Заварицкий А.Н. (1928) Коренные месторождения платины на Урале. *Материалы по общей и прикладной геологии*, Ленинград, 108, 56.

Зайцев А.М. (1898) Месторождения платины на Урале. Томск, 74 с.

Иванов О.К. (1986) Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов платиноносного пояса Урала. Свердловск, УНЦ АН СССР, 57 с.

Иванов О.К. (1988) Жильная гидротермальная минерализация в серпентинизированных дунитах Нижне-тагильского массива. *Материалы к минералогии рудных районов Урала*, 112–120.

Иванов О.К. (1996) О генезисе демантоидных месторождений Урала. *Годичное собрание РМО*, Санкт-Петербург, 14.

Иванов О.К. (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург, Уральский университет, 488 с.

Иванов О.К. (1998) Генезис демантоидных месторождений Урала. *Уральский геологический журнал*, 1, 19–21.

Иванов К.С. (2015) Время формирования динамотермального ореола Платиноносного Пояса Урала. *Доклады Академии наук*, 461(2), 193–196.

Карпинский А.П. (1893) О коренном месторождении платины на Урале. *Записки АН*, 71, 222–229.

Карпинский М.М. (1840) О золотоносных россыпях. *Горный журнал*, 2, 199–238.

Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. (1956) Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения платины. М., НИИ НИГРИЗОЛОТО МЦМ СССР, 112 с.

Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М. (2019) Онтогенетические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных дунит-клинопироксенитовых массивах. *Записки Российского минералогического общества*, 148(2), 115–130.

Медведева Е.В. (2010) Распределение РЗЭ в гранатах метаморфических пород Ильменских Гор. *Материалы международной конференции, посвященной 90-летию Ильменского*

государственного заповедника, 90-летию со дня рождения академика П.Л. Горчаковского и 180-летию со дня рождения академика П.В. Еремеева, Миасс, УрО РАН, 37–39.

Петров Г.А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И. и др. (2008) Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист Р-40-XXXVI (Североуральск). Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 124 с.

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. (2012) Металлогения гидротермально-метасоматических образований. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 560 с.

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родеманн Т. (2015) Онтогения рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневматолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит), *Геология рудных месторождений*, 57(5), 352–380.

Скублов С.Г. (2005) Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. Санкт-Петербург, Наука, 147 с.

Соболев Н.В. (1964) Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 219 с.

Скляров Е.В. (2001) Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.

Степанов С.Ю. (2018) Структурно-вещественные закономерности проявления хромит-платинового оруденения в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала. *Дис. на соиск. степ. кандидата геол.-минерал. наук*. Санкт-Петербург, СПбГУ, 174 с.

Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев А.А. мл. (2020) Морфология, состав и онтогения минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала. *Геология и геофизика*, 61(1), 60–83.

Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Золотарев А.А. (2015) Сравнительная характеристика составов минералов платиновой группы в хромититах и россыпях Нижнетагильского массива, Средний Урал. *Записки Горного института*, 211, 22–28.

Сурин Т.Н. (2021) Позднедевонский Сахаринский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс (Восточно-Магнитогорская зона, Южный Урал): петролого-минералогические особенности и геодинамическая обстановка формирования. *Минералогия*, 7(1), 40–53.

Таловина И.В., Хайде Г. (2016) Серпентины серии хризотил-пекораит как индикаторы генезиса никелевых месторождений кор выветривания Урала. *Записки Горного института*, 221, 629–637.

Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, РИО УрО РАН, 368 с.

Шмелев В.Р., Филиппова С.С. (2010) Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-кли-

нопироксенитового массива (Средний Урал). *Геотектоника*, (4), 65–86.

Южаков И.Г., Жиганов А.А., Маегов В.И. и др. (2006) Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XXIV (Нижний Тагил). Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 389 с.

Kissin A.Y., Murzin V.V., Karaseva E.S. (2021) «Horsetail» inclusions in the Ural demantoids: growth formations. *Minerals*, **11**(8), 825.

Lee S.G., Masuda A., Kim H.S. (1994) An early Proterozoic leuco-granitic gneiss with the REE tetrad phenomenon. *Chemical Geology*, **114**, 59–67.

Longerich H.P., Jackson S.E., Günther D. (1996) Inter-laboratory note. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **11**, 899–904.

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

Murzin V.V., Mamin N.A., Kissin A.J., Demchuk I.G. (1995) Demantoid garnet mineralization of the Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic intrusion (Urals). *Intergems-95*. Turnov, 38–41.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011) Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **26**, 2508–2518.

Pezzotta F., Adamo I., Diella V. (2011) Demantoid and topazolite from Antetazambato, Northern Madagascar: Review and new data. *Gems & Gemology*, **47**(1), 2–14.

Schwarzinger C. (2019) Determination of demantoid garnet origin by chemical fingerprinting. *Chemical Monthly*, **150**(5), 907–912.

Tang H.F., Liu C.Q. (2002) Trace element geochemistry during metamorphic dehydration: A case study from the Xingzi Group of Lushan, southeast China. *Geochemical Journal*, **36**(6), 545–561.

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

Yang Y.L., Ni P., Wang Q., Wang J.Y., Zhang X.L. (2020) In situ LA-ICP-MS study of garnets in the Makeng Fe skarn deposit, eastern China: Fluctuating fluid flow, ore-forming conditions and implication for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, **126**, 103725.

References

Alferova M.S. (2006) [Mineralogy and formation conditions of the Novy Korkodin demantoid deposit (Central Urals)]. *Novyye dannyye o mineralakh [New Data on Minerals]*, **41**, 71–78. (in Russian)

Betekhtin A.G. (1935) [Platinum and other platinum-group minerals]. Moscow, Izdatel'stvo akademii nauk SSSR, 148 p. (in Russian)

Betekhtin A.G. (1946) [About Cr-garnets from the Nizhny Tagil dunite massif]. *Akademiku Dmitriyu Stepanovichu*

Belyankinu k 70-letiyu so dnya rozhdeniya i 45-letiyu nauchnoy deyatel'nosti. Sbornik statey [To Academician Dmitry Stepanovich Belyankin: to his 70th birthday and 45th anniversary of scientific activity. Collected papers], 68–73. (in Russian)

Desyatnichenko L.I., Fadeicheva I.F., Parfenov V.V. et al. (2005) [Explanatory note. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet O-40-XII (Kachkanar)]. St. Petersburg, VSEGEI, 457 p. (in Russian)

Fershtater G.B. (2013) [Paleozoic intrusive magmatism of Central and South Urals]. Yekaterinburg, RIO UrO RAN, 368 p. (in Russian)

Ivanov O.K. (1986) [Ultramafic pegmatites of pyroxenite-dunite massifs of the Urals platinum belt]. Sverdlovsk, UNC AN SSSR, 57 p. (in Russian)

Ivanov O.K. (1988) [Vein hydrothermal mineralization in serpentinized dunites of the Nizhny Tagil massif] *Materialy k mineralogii rudnykh rayonov Urals [Materials to Mineralogy of Ore Regions of the Urals]*, 112–120. (in Russian)

Ivanov O.K. (1996) [Genesis of demantoid deposits in the Urals]. *Godichnoe sobranie RMO [Annual Meeting of the Russian Mineralogical Society]*. St-Petersburg, p. 14. (in Russian)

Ivanov O.K. (1997) [Zoned ultramafic complexes of the Urals (mineralogy, petrology, genesis)]. Yekaterinburg, 488 p. (in Russian)

Ivanov O.K. (1998) [Genesis of demantoid deposits in the Urals]. *Ural'skiy geologicheskii zhurnal [Urals Geological Journal]*, **1**, 19–21 (in Russian)

Ivanov K.S. (2015) [Formation time of a dynamothermal halo of the Platinum-bearing Belt of the Urals]. *Doklady Akademii Nauk [Doklady Earth Sciences]*, **461**(2), 193–196. (in Russian)

Karpinskiy A.P. (1893) [Primary platinum deposit in the Urals]. *Zapiski Akademii Nauk [Proceedings of the Academy of Sciences]*, **71**, 222–229 (in Russian)

Karpinskiy M.M. (1840) [Gold placers]. *Gornyy zhurnal [Mining Journal]*, **2**, 199–238 (in Russian)

Kashin S.A., Kozak S.S., Nikolaeva L.A., Tihomirov K.P. (1956) [Mineralogical and petrochemical features of rocks of a Pt-bearing complex of Central Urals and some principles of Pt distribution]. Moscow, NII NIGRIZOLOTO MCM SSSR, 112 p. (in Russian)

Kissin A.Y., Murzin V.V., Karaseva E.S. (2021) «Horsetail» Inclusions in the Ural Demantoids: Growth Formations. *Minerals*, **11**(8), 825.

Kozlov A.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Minibaev A.M. (2019) [Ontogenetic orientations for the model of the formation of Pt-bearing mineralization in zonal clinopyroxenite-dunite massifs of the Urals]. *Zapiski RMO [Proceedings of the Russian Mineralogical Society]*, **148**(2), 115–130. (in Russian)

Lee S.G., Masuda A., Kim H.S. (1994) An early Proterozoic leuco-granitic gneiss with the REE tetrad phenomenon. *Chemical Geology*, **114**, 59–67.

Longerich H.P., Jackson S.E., Günther D. (1996) Inter-laboratory note. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition

and analyte concentration calculation. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **11**, 899–904.

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

Medvedeva E.V. (2010) [REE distribution in garnets of metamorphic rocks of the Ilmeny Mountains]. *Materialy mezhdunarodnoy konferentsii, posvyashhennoy 90-letiyu Il'menskogo gosudarstvennogo zapovednika, 90-letiyu so dnya rozhdeniya akademika P.L. Gorchakovskogo i 180-letiyu so dnya rozhdeniya akademika P.V. Eremeeva* [Proceedings of the International Conference Dedicated to the 90th Anniversary of the Ilmeny State Reserve, 90th Anniversary of Academician P.L. Gorchakovsky and 180th Anniversary of Academician P.V. Eremeeva.]. Miass, UrO RAN, 37–39. (in Russian)

Murzin V.V., Mamin N.A., Kissin A.J., Demchuk I.G. (1995) Demantoid garnet mineralization of the Verh-Neivinskii alpinotype ultramafic intrusion (Urals). *Intergems-95*. Turnov, 38–41.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J., Hergt J. (2011) Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **26**, 2508–2518.

Petrov G.A., Ilyasova G.A., Tristan N.I. et al. (2008) [Explanatory note. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet P-40-XXXVI (Severouralsk)]. St. Petersburg, VSEGEI, 124 p. (in Russian)

Pezzotta F., Adamo I., Diella V. (2011) Demantoid and topazolite from Antetazambato, Northern Madagascar: Review and new data. *Gems & Gemology*, **47**(1), 2–14.

Plyushhev E.V., Shatov V.V., Kashin S.V. (2012) [Metallogeny of hydrothermal-metasomatic complexes]. St. Petersburg, VSEGEI, 560 p. (in Russian)

Puchkov V.N. (2010) [Geology of the Urals and Cis-Urals (topical problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DesignPoligraphService, 280 p.

Pushkarev E.V., Kamenetsky V.S., Morozova A.V., Khiller V.V., Glavatskykh S.P., Rodemann T. (2015) Ontogeny of ore Cr-spinel and composition of inclusions as indicators of the pneumatolytic–hydrothermal origin of PGM-bearing chromitites from Kondyor massif, the Aldan Shield. *Geology of Ore Deposits*, **57**(5), 352–380.

Shmelev V.R., Filippova S.S. (2010) Structure and formation mechanism of the Nizhny Tagil dunite-clinopyroxenite massif, Central Urals. *Geotectonics*, **44**(4), 344–362.

Schwarzinger C. (2019) Determination of demantoid garnet origin by chemical fingerprinting. *Chemical Monthly*, **150**(5), 907–912.

Sklyarov E.V. (2001) [Interpretation of geochemical data]. Moscow, Internet Engineering, 288 p. (in Russian)

Skublov S.G. (2005) [REE geochemistry of rock-forming metamorphic minerals]. St. Petersburg, Nauka, 147 p. (in Russian)

Sobolev N.V. (1964) [Paragenetic types of garnets]. Moscow, Nauka, 219 p. (in Russian)

Stepanov S.Yu. (2018) [Structural and composition principles of occurrence of chromite-platinum mineralization in clinopyroxenite-dunite massifs of the Central Urals]. *Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences*. St. Petersburg, SPGU, 174 p. (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 of the Middle Urals. *Russian Geology and Geophysics*, **61**(1), 47–67.

Stepanov S.Yu., Pilyugin A.G., Zolotarev A.A. (2015) [Comparative characteristics of compositions of platinum group minerals in chromitites and placers of the Nizhny Tagil massif, Middle Urals]. *Zapiski Gornogo instituta* [Journal of Mining Institute], **211**, 22–28. (in Russian)

Surin T.N. (2021) [Late Devonian Sakhara dunite-clinopyroxenite-gabbro complex (East Magnitogorsk zone, South Urals): petrological-mineralogical features and geodynamic setting]. *Mineralogiya* [Mineralogy], **7**(1), 40–53. (in Russian)

Talovina I.V., Heide G. (2016) [Serpentines of the chrysotile-pecoraite series as indicators of the genesis of nickel deposits in the weathering crusts of the Urals]. *Zapiski Gornogo instituta* [Journal of Mining Institute], **221**, 629–637.

Tang H.F., Liu C.Q. (2002) Trace element geochemistry during metamorphic dehydration: A case study from the Xingzi Group of Lushan, southeast China. *Geochemical Journal*, **36**(6), 545–561.

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

Vinogradskaya G.M. (1954) [Dunite pegmatites of ultramafic complexes of the Urals] *Doklady Akademii Nauk SSSR* [Doklady Academy of Sciences USSR], **97**(5), 899–902. (in Russian)

Vysotsky N.K. (1923) [Platinum and its mining areas]. Petrograd, 343 p. (in Russian)

Vysotsky N.K. (1913) [Platinum deposits of the Isov and Nizhny Tagil districts of the Urals]. Trudy Geologicheskogo komiteta [Proceedings of the Geological Committee], (62), 692 p. (in Russian)

Yang Y.L., Ni P., Wang Q., Wang J.Y., Zhang X.L. (2020) In situ LA-ICP-MS study of garnets in the Makeng Fe skarn deposit, eastern China: Fluctuating fluid flow, ore-forming conditions and implication for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, **126**, 103725.

Yuzhakov I.G., Zhiganov A.A., Maegov V.I. et al. (2006) [Explanatory note. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet O-40-XXIV (Nizhny Tagil)]. St. Petersburg, VSEGEI, 389 p. (in Russian)

Zavaritskiy A.N. (1928) [Ore platinum deposits of the Urals]. In: *Materialy po obshchej i prikladnoj mineralogii* [Materials on General and Applied Geology], (108), 56 p. (in Russian)

Zaytsev A.M. (1898) [Platinum deposits of the Urals]. Tomsk, 74 p. (in Russian)

УДК 553.086, 553.087

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-5

**БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ГАББРОИДАХ
КУМБИНСКОГО МАССИВА, ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА
(СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)****В.В. Михайлов¹, С.Ю. Степанов¹, С.В. Петров², Р.С. Паламарчук³**¹ *Институт геологии и геохимии УрО РАН, ул. Академика Вонсовского 15,
г. Екатеринбург, 620016 Россия; palamarchuk22@yandex.ru*² *Санкт-Петербургский государственный университет, пер. Декабристов 16,
г. Санкт-Петербург, 199155 Россия*³ *Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Ильменский
государственный заповедник, г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия*

Статья поступила в редакцию 07.07.2022 г., принята к печати 15.11.2022 г.

**NOBLE METAL MINERALIZATION IN GABBROIDS
OF THE KUMBA INTRUSIVE, THE URALIAN PLATINUM BELT
(NORTH URALS)****V.V. Mikhailov¹, S.Yu. Stepanov¹, S.V. Petrov², R.S. Palamarchuk³**¹ *Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, ul. Akademika Vonsovskogo 15, Yekaterinburg,
620016 Russia; palamarchuk22@yandex.ru*² *St. Petersburg State University, per. Dekabristov 16, St. Petersburg, 199034 Russia*³ *South Ural Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Ilmeny State Reserve,
Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia*

Received 07.07.2022, accepted 15.11.2022

Аннотация. В работе приводится первая комплексная характеристика минералов медно-благороднометалльной ассоциации в габброидах Кумбинского массива (Северный Урал). Установлено, что с дигенит-борнитовыми, халькопирит-борнитовыми и пирит-халькопиритовыми рудами связаны минералы благородных металлов. Впервые для амфиболовых и амфибол-оливиновых габбро Кумбинского массива установлено девять видов минералов благородных металлов и их разновидностей. Среди них диагностированы самородное золото и его сплавы, теллуриды Ag и Pd (гессит, меренскиит), а также висмутотеллуриды (котульскит), арсенидо-антимониды (изомертиит), арсениды (арсенопалладинит, сперрилит) и станниды (атокит) Pt и Pd. Минералы благородных металлов из всех сульфидных ассоциаций в концентратах сопровождаются антимонитом и минералами Bi (самородный висмут, висмутин), реже встречаются баксанит и цумоит. Полученные результаты позволяют на новом уровне оценить перспективы выявления новых медно-благороднометалльных месторождений в габбро Платиноносного пояса. С учетом закономерностей проявления благороднометалльной и медной минерализации, большинство габбровых плутонов Платиноносного пояса Урала могут быть рассмотрены как перспективные объекты для выявления крупнотоннажных месторождений меди с попутными рудными концентрациями золота и палладия.

Ключевые слова: Кумбинский массив, золото, палладий, медь, теллуриды, минералы благородных металлов, медно-благороднометалльные руды, Платиноносный пояс Урала, Северный Урал.

Abstract. The paper presents the first data on the distribution and composition of copper-noble metal mineralization in gabbroids of the Kumba intrusive (North Urals). The noble metal mineralization is associated with digenite-bornite, bornite-chalcopyrite, and pyrite-chalcopyrite ores and mainly occur minerals of precious metals. Nine noble metal mineral species are found for the first time in amphibole and amphibole-olivine gabbro of the Kumba intrusive: native gold, Au-Ag alloys, Au, Ag, and Pd tellurides (hessite, merenskiite), Bi tellurides (kotulskite), antimonide-arsenides (isomertieite), arsenides (arsenopalladinite, sperrilite), and

stannides (atokite) of Pt and Pd. Noble metal minerals from all sulfide assemblages in heavy concentrates are often accompanied by antimonides (stibnite) and Bi mineralization represented mainly by native bismuth and bismuthinite and less common sulfotellurides (baksanite) and tellurides (tsumoite). Our results make it possible to estimate the prospects of the discovery of new copper-noble metal deposits hosted in gabbro of the Uralian Platinum Belt. Taking into account the principles of occurrence of noble metal and copper mineralization, most gabbro intrusives of the Uralian Platinum Belt can be considered the promising objects for large-tonnage copper deposits with associated ore Au and Pd grades.

Keywords: Kumba intrusive, gold, palladium, copper, tellurides, noble metal minerals, copper-noble metal ores, Platinum belt of the Urals, North Urals.

Введение

Вопрос о платиноносности пород дунит-клинопироксенит-габбровых концентрически-зональных интрузивов Платиноносного пояса Урала (ППУ) стоит перед учеными-геологами уже более 150 лет, еще со времени начала крупномасштабной разработки уральских платиновых россыпей. Установлено, что наибольшее значение с точки зрения формирования платиновых россыпей имели хромит-платиновые рудные зоны в дунитах дунит-клинопироксенит-габбровых концентрических массивах (Высоцкий, 1913). Во многом именно этот фактор стал причиной научного интереса к ультраосновным породам в составе массивов, и долгое время исследования габброидов как потенциально-го источника металлов платиновой группы не проводились. Повышенные содержания благородных металлов в габброидах определены для Качканарского, Кумбинского, Кытлымского, Павдинского, Чистопольского и других массивов ППУ (Бобров, 1978, Золоев и др., 2001; Волченко и др., 2007). Однако при обилии геохимических данных и анализов с повышенными концентрациями благородных металлов в пробах, минералы-концентраторы благородных металлов охарактеризованы только для рудоносных габброидов Волковского и Баронского месторождений (Аникина, Алексеев, 2010; Мурзин и др., 2021), а также рудопроявлений массива Серебрянский Камень (Михайлов и др., 2021а).

В отчете о комплексных поисковых работах на медно-титаномagnetитовые и титаномagnetитовые руды, проведенных Североуральской комплексной геологоразведочной партией в период с 1976–

1978 гг. (Бобров, 1978), Кумбинский массив обозначен как перспективный на выявление волковского типа руд, при этом данные о содержаниях благородных металлов не приводятся.

Недостаточная изученность габброидов северного сегмента ППУ, отмеченная перспективность Кумбинского массива, а также отсутствие детальных минералогических исследований определили цель данной работы – выявление форм нахождения и закономерностей распространения благородных металлов в габброидах массива. Были решены следующие задачи: детализировано геологическое строение габбровой части Кумбинского массива; выявлены закономерности размещения медно-благороднометалльной минерализации в различных типах габбро, слагающих массив; описаны ассоциации минералов благородных металлов.

Геологическое положение района исследований

Платиноносный пояс Урала – это структура, объединяющая магматические дунит-клинопироксенит-габбровые интрузивы (Иванов, 1997; Ферштатер, 2013). Он протягивается вдоль Главного Уральского разлома на Среднем и Северном Урале и расположен в западном борту Тагило-Магнитогорской мегазоны (рис. 1а, б). Основной объем магматических интрузивных пород ППУ слагают габбровые массивы (Ферштатер, 2013). Одним из их представителей является Кумбинский массив, расположенный в 20 км западнее г. Североуральска. Массив обладает полифазным строением, и по последним представлениям в его сложении прини-

Для цитирования: Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Петров С.В., Паламарчук Р.С. Благороднометалльная минерализация в габброидах Кумбинского массива, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал). Минералогия, 8(4), 79–93. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-5

For citation: Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Petrov S.V., Palamarchuk R.S. Precious metal mineralization in gabbroids of the Kumba intrusive, the Uralian platinum belt (North Urals) Mineralogy, 8(4), 79–93. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-5.

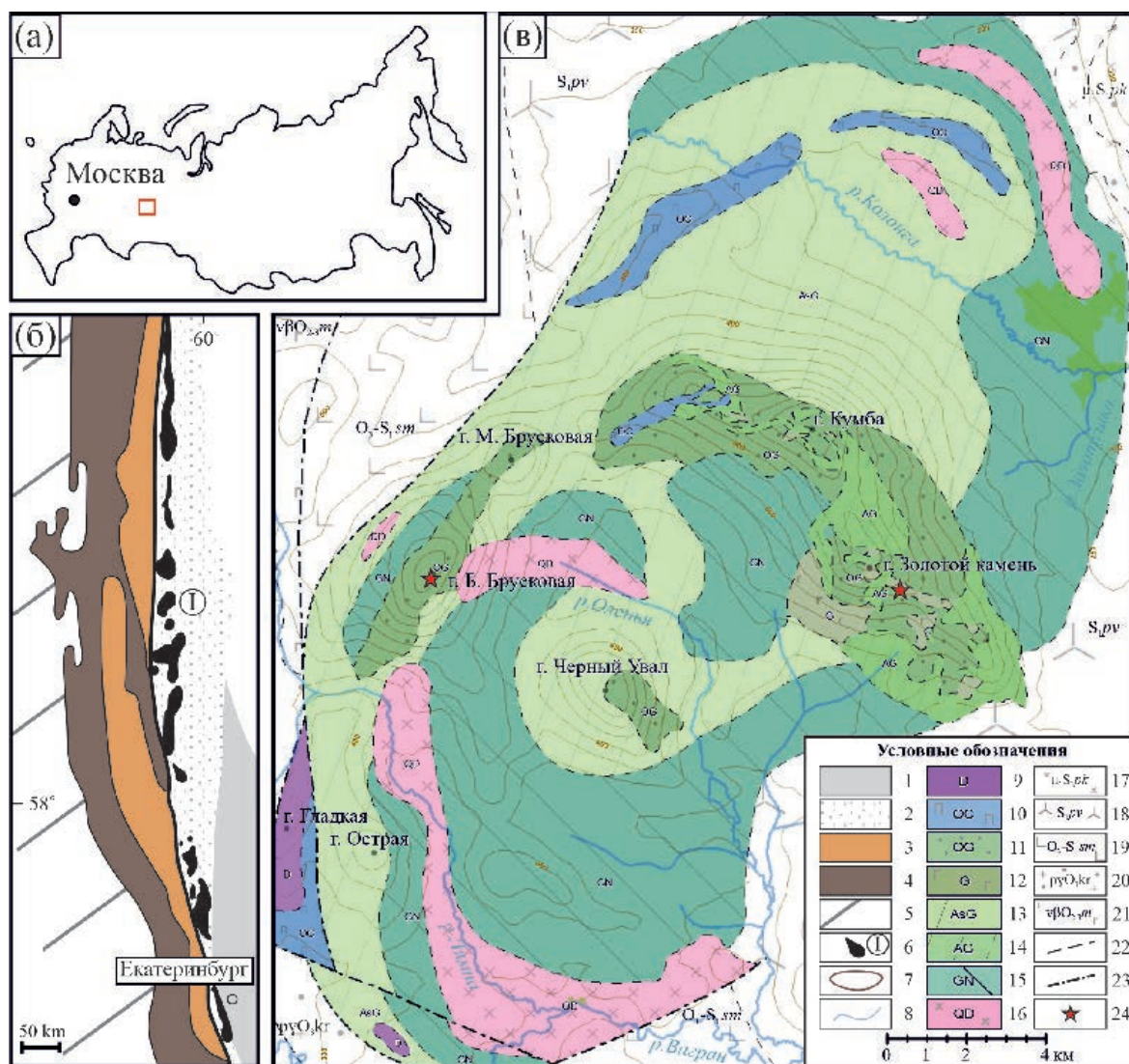


Рис. 1. Положение Кумбинского массива в структуре Платиноносного пояса Урала и особенности его геологического строения (схема составлена авторами с использованием материалов (Бобров, 1978)): а – положение массива на карте России; б – расположение массивов Платиноносного пояса Урала, тектоническая зональность показана по (Пучков, 2010); в – схема геологического строения Кумбинского массива.

1 – Восточно-Уральская мегазона; 2 – Тагильская мегазона; 3 – Центрально-Уральская мегазона; 4 – Западно-Уральская мегазона; 5 – Восточно-Европейская платформа; 6 – массивы Платиноносного Пояса Урала (римской цифрой I отмечено положение Кумбинского массива); 7 – линии горизонталей рельефа; 8 – современные водотоки; 9 – дуниты; 10 – оливиновые клинопироксениты; 11 – оливиновые габбро; 12 – габбро; 13 – амфиболсодержащие габбро; 14 – амфиболовые габбро; 15 – габбронориты; 16 – кварцевые габбродiorиты; 17 – диориты покровского комплекса; 18 – вулканические образования павдинской свиты; 19 – базальты шемурской свиты; 20 – плагииграниты кривинского комплекса; 21 – метаморфизованные породы мариинской свиты; 22 – предполагаемые геологические границы; 23 – разрывные нарушения; 24 – места отбора проб.

Fig. 1. Position of the Kumba intrusive in structure of the Platinum-bearing belt of the Urals and peculiarities of its geological structure, composed by the authors using materials of (Bobrov, 1978): а – position of the intrusive in Russia; б – position of massifs of the Platinum belt of the Urals (Roman numeral I indicates the position of the Kumba intrusive); в – scheme of geological structure of the Kumba intrusive.

1 – East Uralian Megazone; 2 – Tagil Megazone; 3 – Central Uralian Megazone; 4 – West Uralian Megazone; 5 – East European Platform; 6 – massifs of the Platinum belt of the Urals (Roman numeral I indicates the position of the Kumba intrusive); 7 – topographic lines; 8 – rivers; 9 – dunite; 10 – olivine pyroxenite; 11 – olivine gabbro; 12 – gabbro; 13 – amphibole-bearing gabbro; 14 – amphibole gabbro; 15 – gabbro-norite; 16 – quartz gabbrodiorite; 17 – diorite of the Pokrovsky complex; 18 – volcanic rocks of the Pavda Formation; 19 – basalt of the Shemur Formation; 20 – plagiogranite of the Krivinsky complex; 21 – metamorphosed rocks of the Mariinsky Formation; 22 – inferred geological boundaries; 23 – faults; 24 – sampling sites.

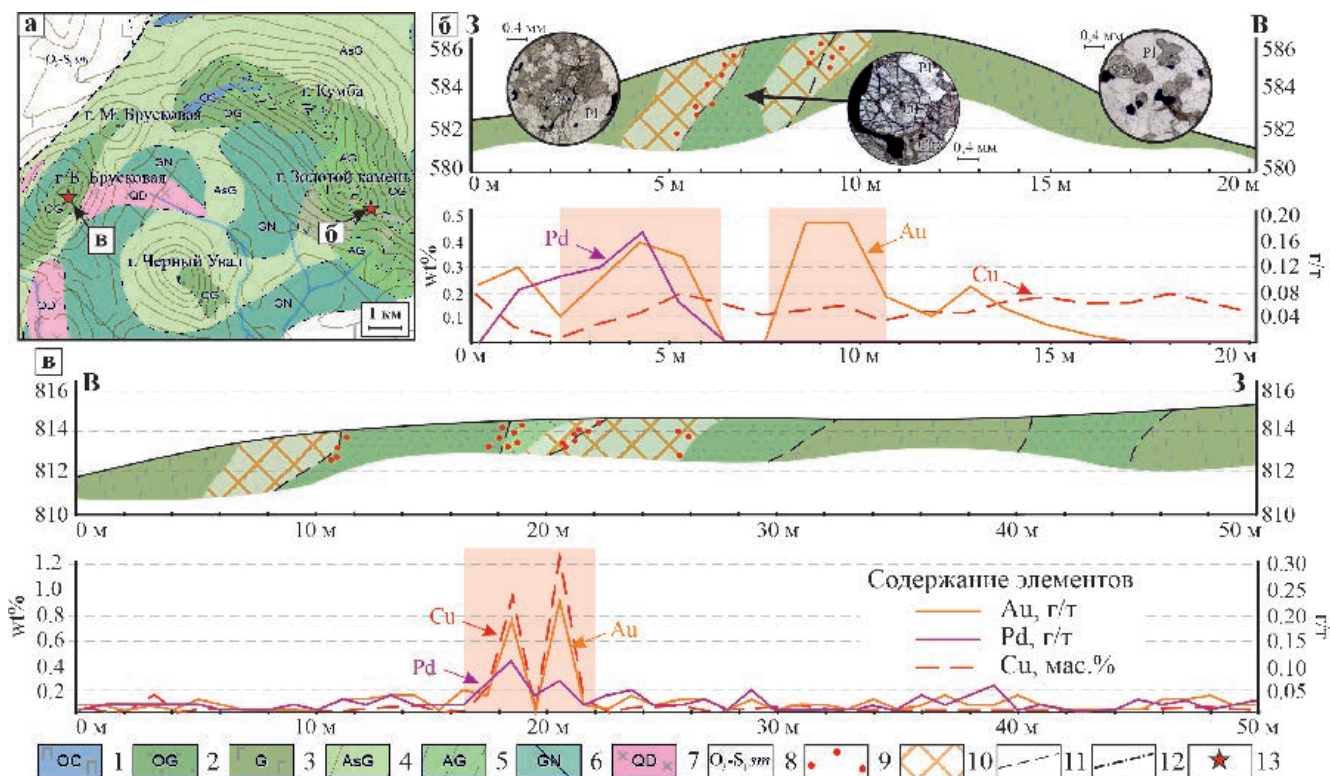


Рис. 2. Расположение обнажений (а) на г. Золотой Камень и г. Большая Брусковая и их зарисовки (б, в) с результатами определения содержаний Cu, Au и Pd.

1 – оливиновые клинопироксениты; 2 – оливиновое габбро; 3 – габбро; 4 – амфиболсодержащее габбро; 5 – амфиболовое габбро; 6 – габбронорит; 7 – кварцевые габбродиориты; 8 – базальты шемурской свиты; 9 – проявления видимой медно-сульфидной вкрапленности в породах; 10 – зоны распространения пород с такситовыми текстурами; 11 – предполагаемые геологические границы; 12 – разрывные нарушения; 13 – места отбора проб.

Fig. 2. Position of outcrops (a) of Mt. Zolotoy Kamen and Mt. Bolshaya Bruskovaya and their sketches (б, в) with Cu, Au and Pd contents of rocks.

1 – olivine pyroxenite; 2 – olivine gabbro; 3 – gabbro; 4 – amphibole-bearing gabbro; 5 – amphibole gabbro; 6 – gabbronorite; 7 – quartz gabbrodiorite; 8 – basalt of the Shemur Formation; 9 – visible inclusions of Cu sulfides in rocks; 10 – zones of taxitic rocks; 11 – inferred geological boundaries; 12 – faults; 13 – sampling sites.

мают участие магматиты различной формационной принадлежности (Петров и др., 2008). В рамках данного исследования не стояла задача детальной характеристики геологического строения Кумбинского массива. В качестве ключевых особенностей строения этого интрузивного тела отметим расположение в юго-западной части небольшого клинопироксенит-дунитового тела (рис. 1в), чашеобразное строение основного интрузива (Свешникова, 1961), сложенного различными разновидностями габбро, и более поздние тела диоритов, прорывающие габброиды. Габбронориты преобладают в строении массива и слагают в плане эллипсовидное тело размерами 25×12 км с общим северо-восточным простиранием и концентрической структурой.

Материалы и методы исследования

В ходе научно-исследовательских работ 2020–2021 гг. на территории Кумбинского массива были описаны обнажения гг. Золотой Камень и Большая Брусковая (рис. 2). Основой для проведения минерографических исследований послужили штучные и сколковые пробы (масса каждой пробы ~15 кг). Из штучных проб были изготовлены аншлифы и прозрачно-полированные шлифы, детально изученные методами оптической микроскопии. Из крупнообъемных проб после дробления до крупности 1.0 мм и последующего гравитационного обогащения были получены концентраты рудных минералов, в которых изучены минералы благородных металлов.

Химический состав минералов определен при помощи СЭМ JSM-6390LV (JEOL) с ЭДС (ЦКП «Геоаналитик», ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитики Л.В. Леонова, Н.С. Чебыкин), состав минералов завершен при помощи электронно-зондового микроанализатора Camebax SX100 (ЦКП «Геоаналитик», ИГТ УрО РАН, г. Екатеринбург, аналитик И.А. Готтман). При записи эталонных профилей серий линий характеристического рентгеновского излучения использовались следующие эталоны: для элементов платиновой группы – чистые металлы (по L-линии); Cu – Cu_{мет}; Fe – Fe_{мет}; Ni – Ni_{мет}; Co – CoAsS; S – FeS_{2синт}; As – InAs; Sb – CuSbS₂; Te, Pb – PbTe; Bi – Bi_{мет}. При рентгеноспектральном микроанализе были использованы следующие параметры измерения: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток 30 нА. Измерение пика основных элементов проводилось в течение 20 с, фона – по 10 с с каждой стороны, для элементов-примесей – по 40 с на пик и 20 с на фон. Использовались следующие эталоны: МПГ – чистые металлы; Cu, Sb – CuSbS₂; Fe, S – FeS; Ni – NiS; Co, As – CoAsS; Hg – HgTe; Pb – PbS; Bi – Bi₂S₃.

Содержания благородных металлов в пробах проанализированы пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»): пробирное концентрирование по СТП 1402.151.1-2014 (серебряный королек), атомно-эмиссионное определение по инструкции НСАМ 366-С на атомно-эмиссионном спектрометре ICAP 6300.

Результаты исследований

В строении Кумбинского массива наиболее распространены оливиновые габбро, габбро и габбронориты, в меньшей степени, амфиболовые и амфибол-оливиновые габбро (рис. 1в, 2). С такситовыми меланократовыми разновидностями амфиболовых и амфибол-оливиновых габбро гг. Большая Брусковая и Золотой Камень связана видимая медно-сульфидная минерализация (рис. 2). Минерализованные породы на 80 % состоят из фемических минералов (амфибола, клинопироксена и оливина) и на 20 % – из высококальциевого плагиоклаза.

Для этих пород характерна неравномернозернистая структура и пятнистая, такситовая текстура. По результатам минералогических и геохимических исследований установлено, что повышенные содержания Cu и благородных металлов в габбро, слагающих гг. Золотой Камень (рис. 2б) и Большая

Брусковая (рис. 2в), пространственно связаны с зонами проявления такситовых текстур. В минерализованных зонах суммарное содержание платиноидов и Au в такситовых габбро гг. Золотой Камень составляет, в среднем, 0.36 г/т при содержании меди около 0.1–0.2 %, для такситовых пород гг. Большая Брусковая суммарное содержание благородных металлов составляет 0.5 г/т при содержании Cu не менее 0.2 %.

Медно-сульфидное оруденение. Анализ взаимоотношения сульфидных медных и других рудных минералов в габброидах Кумбинского массива позволил выделить три типа медно-сульфидного оруденения: халькопирит-борнитовый, дигенит-борнитовый, пирит-халькопиритовый.

Халькопирит-борнитовый тип широко распространен в меланократовых оливиновых или оливин-амфиболовых габбро на гг. Большая Брусковая. Среди сульфидных минералов в этом типе преобладают халькопирит и борнит (рис. 3а–в). В минерализованных габброидах сульфиды составляют 5–15 об. %. Размер зерен минералов – 0.1–1.3 мм (0.6 мм в среднем). Структура в наиболее богатых разновидностях руд – сидеронитовая; текстуры – густовкрапленная, вкрапленная.

Дигенит-борнитовый тип оруденения встречается в меланократовых амфиболовых или оливин-амфиболовых (реже оливиновых) габбро гг. Большая Брусковая. Повышенные концентрации медных сульфидов связаны с меланократовыми разновидностями. Среди сульфидов преобладают борнит и дигенит, образующие мирмекитовые сростания (рис. 3г–е); халькопирит и титаномagnetит распространены ограничено. Структуры руд – графическая, распада твердого раствора; текстура – вкрапленная.

Пирит-халькопиритовая минерализация в пределах гг. Золотой Камень характерна для мезократового габбро с небольшими скоплениями халькопирита и пирита. Халькопирит образует зернистые интерстициальные агрегаты размером до нескольких миллиметров между силикатами и титаномagnetитом (рис. 3ж). Наиболее широко минерал распространен в ассоциации с пиритом и гидроксидами железа (рис. 3з, и). Халькопирит обладает сложными границами на контакте с силикатами и образует прожилки или цепочки мелких зерен, при этом часто замещается гидроксидами железа по периферии зерен. Наибольшее содержание халькопирита в этом типе габбро составляет 4.5 об. %. Тек-

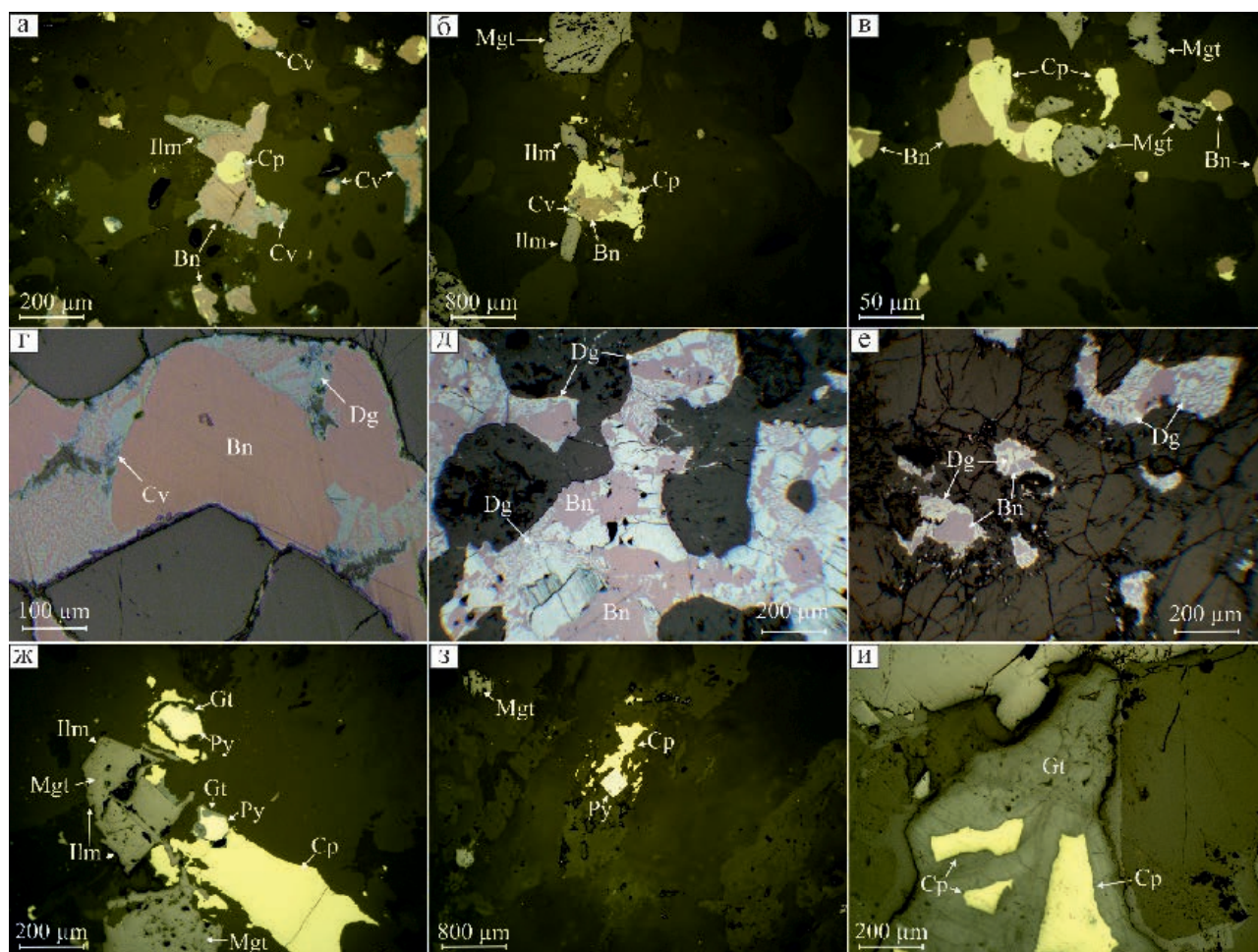


Рис. 3. Типы ассоциаций рудных минералов в габбро Кумбинского массива: а–в – халькопирит-борнитовый; г–е – дигенит-борнитовый; ж–и – пирит-халькопиритовый.

Здесь и далее: Bn – борнит, Cp – халькопирит, Cv – ковеллин, Dg – дигенит, Gt – гетит, Ilm – ильменит, Mag – магнетит, Py – пирит. Отраженный свет.

Fig. 3. Types of ore mineral assemblages in gabbro of the Kumba intrusive: а–в – chalcopyrite-bornite; г–е – digenite-bornite; ж–и – pyrite-chalcopyrite.

Hereinafter: Bn – bornite, Cp – chalcopyrite, Cv – covellite, Dg – digenite, Gt – goethite, Ilm – ilmenite, Mag – magnetite, Py – pyrite. Reflected light.

стур рудных сростаний чаще всего прожилковая, реже прожилково-вкрапленная.

Ассоциации минералов благородных металлов. В аншлифах и рудных концентратах полученных из минерализованных габброидов гг. Большая Брусковая и Золотой Камень, диагностированы минералы благородных металлов. Среди них широко распространены самородное золото, Au-Ag твердые растворы и арсениды и арсенидо-антимониды Pt и Pd. Реже обнаруживаются гессит, меренскиит, котульскит, изомертиит, сперрилит и атоцит. В рудных концентратах также установлены антимонит, самородный висмут и висмутин.

Зерна минералов благородных металлов присутствуют в виде рассеянной вкрапленности разме-

ром от первых десятков до 200 мкм, реже в виде более крупных гнездообразных скоплений размером до 250 мкм. Минералы платиновой группы (МПП) образуют отдельные индивиды. Относительно редко обнаруживаются агрегаты из двух-трех минералов. Облик кристаллов чаще всего изометрический, реже таблитчатый. Самородное золото и Au-Ag сплавы сопровождают все ассоциации МПП, образуя самостоятельные зерна или находясь в сростаниях с силикатами, сульфидами и теллуридами Pd и Pt. В отдельную группу можно отнести минералы Bi, сопровождающие благороднометалльную минерализацию.

Наиболее распространенными среди изученной ассоциации минералов благородных металлов

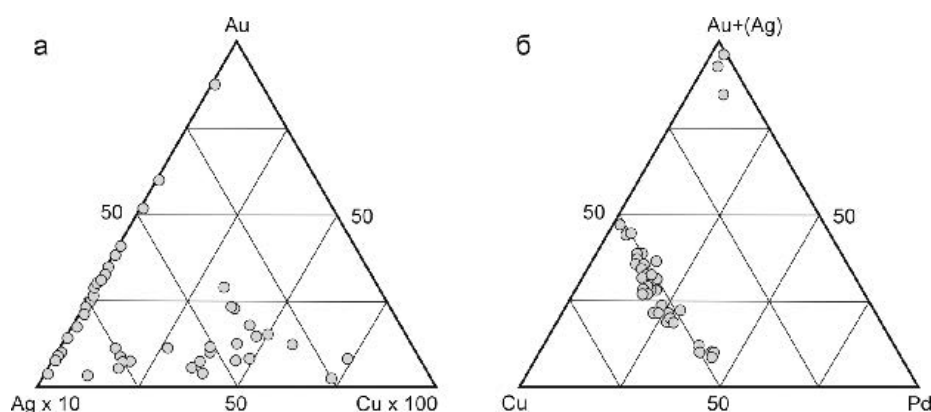


Рис. 4. Состав медистых (а) и палладистых (б) сплавов золота из габбро Кумбинского массива.
Fig. 4. Composition of Cu (a) and Pd (b) gold alloys from gabbro of the Kumba intrusive.

являются минералы Au. Химический состав Au-Ag сплавов непостоянный, содержание Ag в минералах варьирует в широких пределах (рис. 4), часто присутствуют Cu и Pd. Содержание Cu в самородном золоте может составлять первые атомные проценты. Относительно широко распространено самородное золото с примесью Pd (до 43 ат. % и выше), образуя Cu-Pd-Au сплав с формулой наиболее близкой к Cu_2PdAu (табл. 1). Медистое и палладистое золото обычно встречается в халькопирит-борнитовой и реже в дигенит-борнитовой ассоциации. Такое золото может образовывать как самостоятельные зерна, так и находиться в сростании с минералами Pd, а также сростаться с сульфидами Cu. Самородное золото без изоморфных примесей встречается в этих ассоциациях редко. Для пирит-халькопиритовой ассоциации характерно самородное золото без примеси Cu и Pd.

Арсенидо-антимониды и арсениды Pd и Pt широко распространены. Арсенопалладинит $\text{Pd}_8(\text{As}, \text{Sb})_3$ встречается во всех типах руд. Минерал образует зональные почковидные зернистые агрегаты размером до 75 мкм. Зональность в нем обусловлена неравномерным распределением Pd, As, и Sb (табл. 2). В арсенопалладините иногда отмечается примесь Cu до 4 ат. %. Изомертиит $\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$ является основным благороднометалльным минералом в дигенит-борнитовых рудах. Для минерала характерна постоянная примесь Cu до 3 ат. %. Сперрилит PtAs_2 развивается по трещинам в изомертиите и по периферии зерен других минералов благородных металлов. Для сперрилита характерна примесь Cu и Fe, суммарно составляющая не более 3 ат. %. В этих же рудах обнаружены единичные зерна атокиита Pd_3Sn , местами с примесью Te до 3 ат. %.

Теллуриды и висмутотеллуриды Pd и Ag встречаются реже. Меренскиит PdTe_2 и гессит Ag_2Te встречаются в сульфидах Cu в виде рассеянных включений размером менее 50 мкм. Для меренскиита иногда отмечается примесь Pt, содержание которой достигает первых ат. %. Котульскит PdTe , как правило, образует крупные зерна до 150 мкм, встречается в сростках с сульфидами Cu и Au-Ag сплавами, постоянно содержит изоморфную примесь Bi.

Для различных типов минерализации в габброидах Кумбинского массива характерны ассоциации благородных металлов, обладающие набором специфических особенностей. Например, для ассоциации благородных металлов, связанных с халькопирит-борнитовыми рудами в такситовых габбро г. Большая Брусковая, характерно преобладание самородного золота, Au-Ag сплавов и арсенопалладинита. Отдельные зерна самородного золота имеют размер до 50 мкм (рис. 5а). Почти все Au-Ag сплавы обнаружены в сростании с сульфидами Cu (рис. 5б-д). Менее распространенным является арсенопалладинит, встречающийся в виде единичных ксеноморфных зерен на периферии зерен борнита (рис. 5е) и в виде единичных зерен размером до 50 мкм со сложным пористым строением (рис. 5ж). Меренскиит распространен в подчиненном количестве и образует изометричные зерна размером до 50 мкм в сростании с борнитом (рис. 5з). Часто минерал огранен или имеет округлые границы на контакте с борнитом (рис. 5з). Гессит рассеян в зернах медно-сульфидных минералов, размер его зерен редко превышает первые десятки микрометров.

В дигенит-борнитовых рудных габбро г. Большая Брусковая среди минералов благородных металлов преобладают изомертиит, сперрилит и арсенопалладинит, встречаются единичные зерна атокиита.

Таблица 1

Состав сплавов золота из габброидов Кумбинского массива

Table 1

Composition of gold alloys from gabbroids of the Kumba intrusive

№	мас. %					ат. %			
	Cu	Ag	Pd	Au	Сумма	Cu	Ag	Pd	Au
1	31.4	1.6	47.4	16.3	96.6	47.6	1.4	43.0	8.0
2	33.1	—	45.3	19.3	97.8	49.8	—	40.8	9.4
3	1.3	3.0	1.8	91.6	97.6	3.7	5.2	3.2	87.9
4	25.5	—	1.4	73.1	100.0	51.1	—	1.7	47.2
5	—	0.6	—	99.3	99.9	—	1.1	—	98.9
6	—	10.9	—	89.8	100.6	—	18.1	—	81.9
7	—	13.0	—	86.8	99.8	—	21.5	—	78.5
8	—	15.2	—	84.7	99.8	—	24.6	—	75.4
9	—	17.2	—	82.2	99.4	—	27.7	—	72.3
10	—	18.9	—	78.0	96.9	—	30.7	—	69.3
11	—	22.1	—	76.9	99.0	—	34.4	—	65.6
12	1.3	34.5	—	63.2	99.0	3.0	48.4	—	48.6
13	5.8	33.6	—	59.7	99.2	13.0	44.1	—	42.9
14	0.7	10.4	—	88.5	99.6	2.1	17.3	—	80.6
15	0.5	40.4	—	58.1	99.0	1.2	55.2	—	43.5
16	1.7	42.4	—	55.5	99.6	3.9	56.0	—	40.1

Таблица 2

Состав минералов благородных металлов из габброидов Кумбинского массива (мас. %)

Table 2

Composition of noble metal minerals from gabbroids of the Kumba intrusive (wt. %)

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Asp	Asp	Asp	Asp	Ism	Spr	Kt	Mer	Hes	Atk
Cu	—	—	2.5	2.4	1.1	—	—	—	—	—
As	10.1	9.8	9.3	9.7	9.3	44.8	—	—	—	—
Pd	73.1	73.7	73.2	71.0	73.9	—	41.3	29.5	—	51.9
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	62.8	—
Sn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23.6
Sb	16.5	16.5	15.0	14.7	15.9	—	—	—	—	—
Te	—	—	—	—	—	—	36.5	69.3	37.3	—
Pt	—	—	—	—	—	55.2	—	—	—	22.7
Bi	—	—	—	—	—	—	21.9	—	—	—
Сумма	99.7	100.0	100.0	97.7	100.2	100.0	99.7	98.8	100.1	98.2
1	Pd _{7.90} (As _{1.55} Sb _{1.55}) _{3.10}									
2	Pd _{7.95} (As _{1.49} Sb _{1.56}) _{3.05}									
3	(Pd _{7.77} Cu _{0.44}) _{8.21} (As _{1.40} Sb _{1.39}) _{2.79}									
4	(Pd _{7.69} Cu _{0.43}) _{8.12} (As _{1.49} Sb _{1.39}) _{2.88}									
5	(Pd _{10.78} Cu _{0.27}) _{11.05} Sb _{2.03} As _{1.92}									
6	Pt _{0.96} As _{2.04}									
7	Pd _{1.00} (Te _{0.73} Bi _{0.27}) _{1.00}									
8	Pd _{1.01} Te _{1.99}									
9	Ag _{2.00} Te _{1.00}									
10	(Pd _{2.43} Pt _{0.58}) _{3.01} Sn _{0.99}									

Примечание. Формулы рассчитаны на сумму формульных коэффициентов в стехиометрической формуле. Asp – арсенопалладинит, Atk – атоцит, Au – самородное золото, Au, Ag – золотосеребряные сплавы, Hes – гессит, Ism – изомерптит, Kt – котульскит, Mer – меренскийит, Spr – сперрилит.

Note. Formulas are recalculated to sum of formula coefficients in stoichiometric formulas. Asp – arsenopalladinite, Atk – atokite, Au – native gold, Au, Ag – Au-Ag alloys, Hes – hessite, Ism – isomertieite, Kt – kotulskite, Mer – merenskyite, Spr – sperrylite.

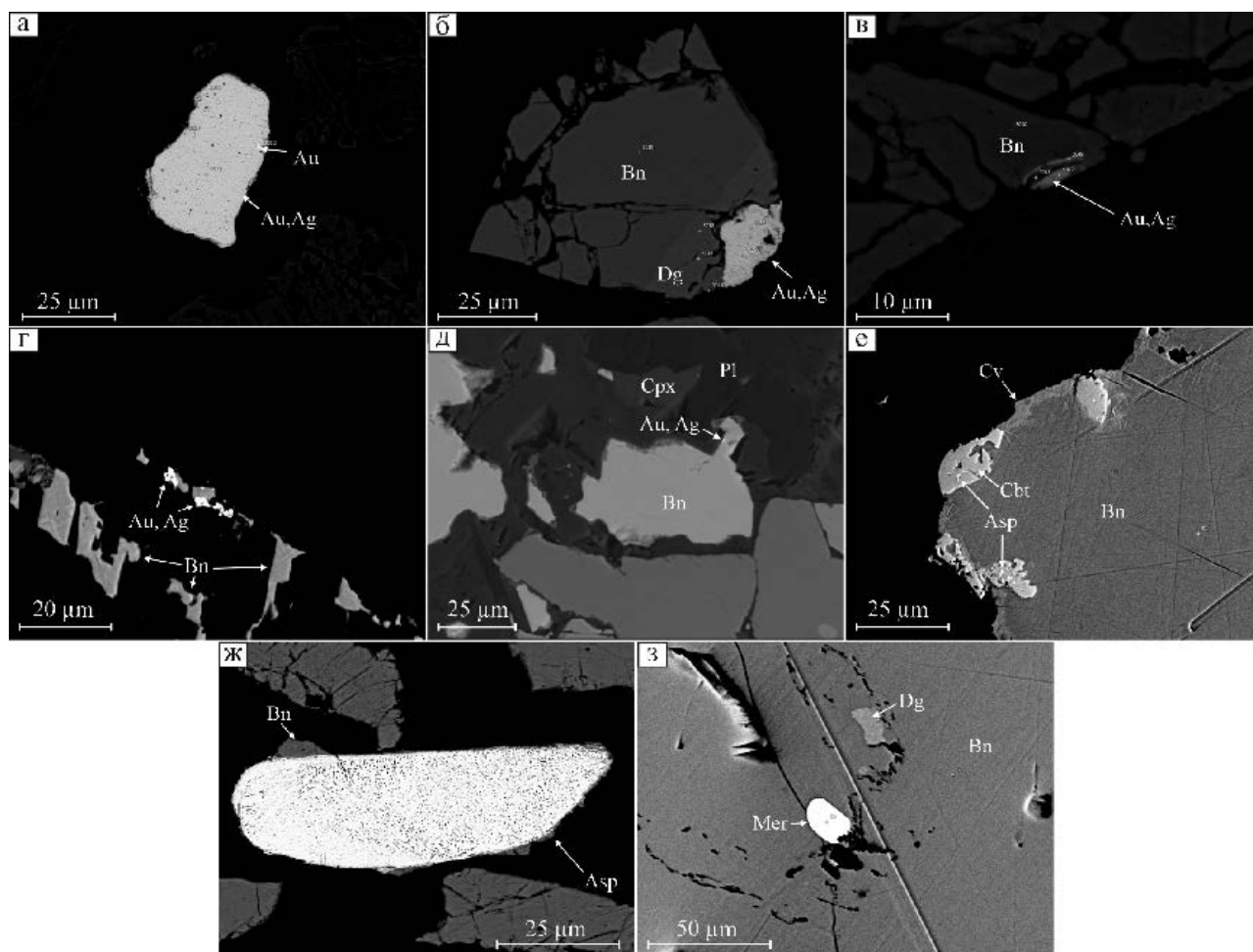


Рис. 5. Минералы благородных металлов в такситовых габбро г. Большая Брусковая (пояснения в тексте).

Здесь и далее: Asp – арсенопалладинит, Au – самородное золото, Au, Ag – золотосеребряные сплавы, Cbt – кобальтин, Cpx – клинопироксен, Mer – меренскиит, Pl – плагиоклаз.

Fig. 5. Noble metal minerals in taxitic gabbro of Mt. Bolshaya Bruskovaya (see text for explanations).

Hereinafter: Asp – arsenopalladinite, Au – native gold, Au, Ag – gold–silver alloys, Cbt – cobaltite, Cpx – clinopyroxene, Mer – merenskiite, Pl – plagioclase.

С ними ассоциирует висмутовая минерализация, среди которой установлены висмутин и цумоит.

Среди МПГ в этой ассоциации преобладает изомертиит. Он образует изометричные зерна, размером до 150 мкм, часто ассоциирует с самородным золотом и сперрилитом (рис. 6а-в). Изомертиит часто находится в срастании с золото-серебряными минералами, которые часто тяготеют к периферии зерен изомертиита (рис. 6а, б). Сперрилит развивается по трещинам в изомертиите (рис. 6а) или по периферии его зерен (рис. 6в). Атоцит в виде единичных зерен размером до 50 мкм (рис. 6д) рассеян в сульфидах Cu. Среди минералов Bi, ассоциирующих с благороднометалльной минерализацией, преобладает висмутин $\text{Bi}_{2.00}\text{S}_{3.00}$. Встречены единичные срастания висмутита с цумоитом $\text{Bi}_{1.00}\text{Te}_{1.00}$

и сульфовисмутитами свинца по составу наиболее близкими к канницариту $\text{Pb}_{8.51}\text{Bi}_{10.00}\text{S}_{22.49}$ (рис. 6е).

В габбро на территории г. Золотой Камень, характеризующихся широким распространением пирит-халькопиритовой минерализации, относительно широко распространены минералы золота. Реже встречаются котульскит, изомертиит, арсенопалладинит и сперрилит. Благороднометалльная ассоциация сопровождается антимонитом, самородным висмутом и бисмоклитом. В этой ассоциации золотосеребряные сплавы встречены в виде крупных пластинчатых зерен (рис. 7а-г). Зерна этих минералов часто содержат в себе включения клинопироксена (рис. 7а), гетита (рис. 7а), а также котульскита (рис. 7в), изомертиита и арсенопалладинита (рис. 7г, д). Среди арсенидов палладия и платины

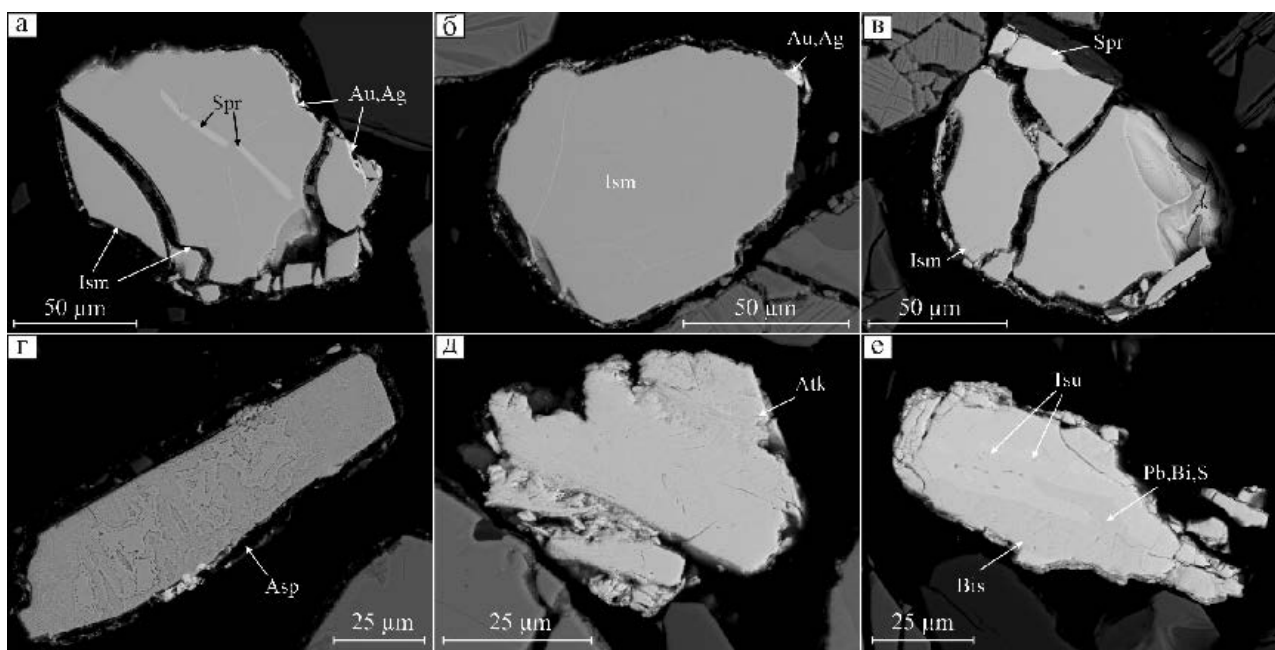


Рис. 6. Минералы благородных металлов в оливиновых габбро г. Большая Брусковая (пояснения в тексте).

Atk – атокит, Bis – висмутин, Ism – изомертиит, Pb,Bi,S – сульфовисмутит свинца, Spr – сперрилит, Tsu – цумоит.

Fig. 6. Noble metal minerals in amphibole-olivine gabbro of Mt. Bolshaya Bruskovaya (see text for explanations).

Atk – atokite, Bis – bismuthinite, Ism – isomertieite, Pb,Bi,S – Pb sulfobismuthite, Spr – sperrylite, Tsu – tsumoite.

в пирит-халькопиритовых рудах г. Золотой Камень обнаружены арсенопалладинит и сперрилит. Арсенопалладинит образует крупные зональные агрегаты (рис. 7е), сростается с минералами благородно-металлической ассоциации (рис. 7г), реже встречается в виде включений в золоте (рис. 7д). Сперрилит встречен в виде единичных зерен, размером около 50 мкм (рис. 7ж). В рудных концентратах наряду с МПГ и самородным золотом обнаружен антимонит Sb_2S_3 (рис. 7з) и минералы Bi (рис. 7и). Среди них обнаружен сросток самородного висмута с бисмоклитом $BiOCl$, заварицкитом $(BiO)F$ и баксанитом $Bi_{6.00}Te_{1.90}S_{3.10}$. Эти минералы Bi чаще всего развиты на периферии зерен самородного висмута (рис. 7и).

Обсуждение результатов

Ассоциация минералов благородных металлов в габбро Кумбинского массива, обогащенных сульфидами Cu, по многим характеристикам аналогична ранее описанным минеральным ассоциациям в габброидах зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов (Золоев и др., 2001; Zaccarini et al., 2004; Аникина, Алексеев, 2010 и др.). Исходя из особенностей распределения минералов благородных металлов, габбро Кумбинского массива наиболее близки вкрапленным рудам Баронского

рудопоявления и габброидам Волковского массива. В Баронском рудопоявлении в ассоциации минералов благородных металлов установлены сульфиды, теллуриды, сульфоселениды, арсениды, арсенидо-антимониды и арсенотеллуриды Pd, сульфиды и арсениды Pt, самородное золото и серебро – всего 28 минералов и их разновидностей (Золоев и др., 2001; Zaccarini et al., 2004; Аникина, Алексеев, 2010). Широкий набор минералов благородных металлов, близкий к ассоциации в габброидах Кумбинского массива, описан вместе с сульфидной медной минерализацией в амфиболовых габбро Серебрянского камня (Михайлов и др., 2021а).

Аналогичные примеры проявления благородно-металлической минерализации в габбро зональных массивов установлены и за пределами ППУ, например, в клинопироксенитах и габбро зональных комплексов урало-аляскинского типа в Северной Америке (массив Солт Чак – Аляска и Турнагиан в Британской Колумбии) и в массиве Восточная пустыня, расположенном в Египте (O'Driscoll, González-Jiménez, 2016). Аналогичный медно-благороднометаллический тип оруденения выявлен в горнблендитах и клинопироксенитах Чемпионской площади, расположенной в западной части массива Туламин (Nixon et al., 2020), где минералы благородных металлов связаны с халькопирит-борнит-

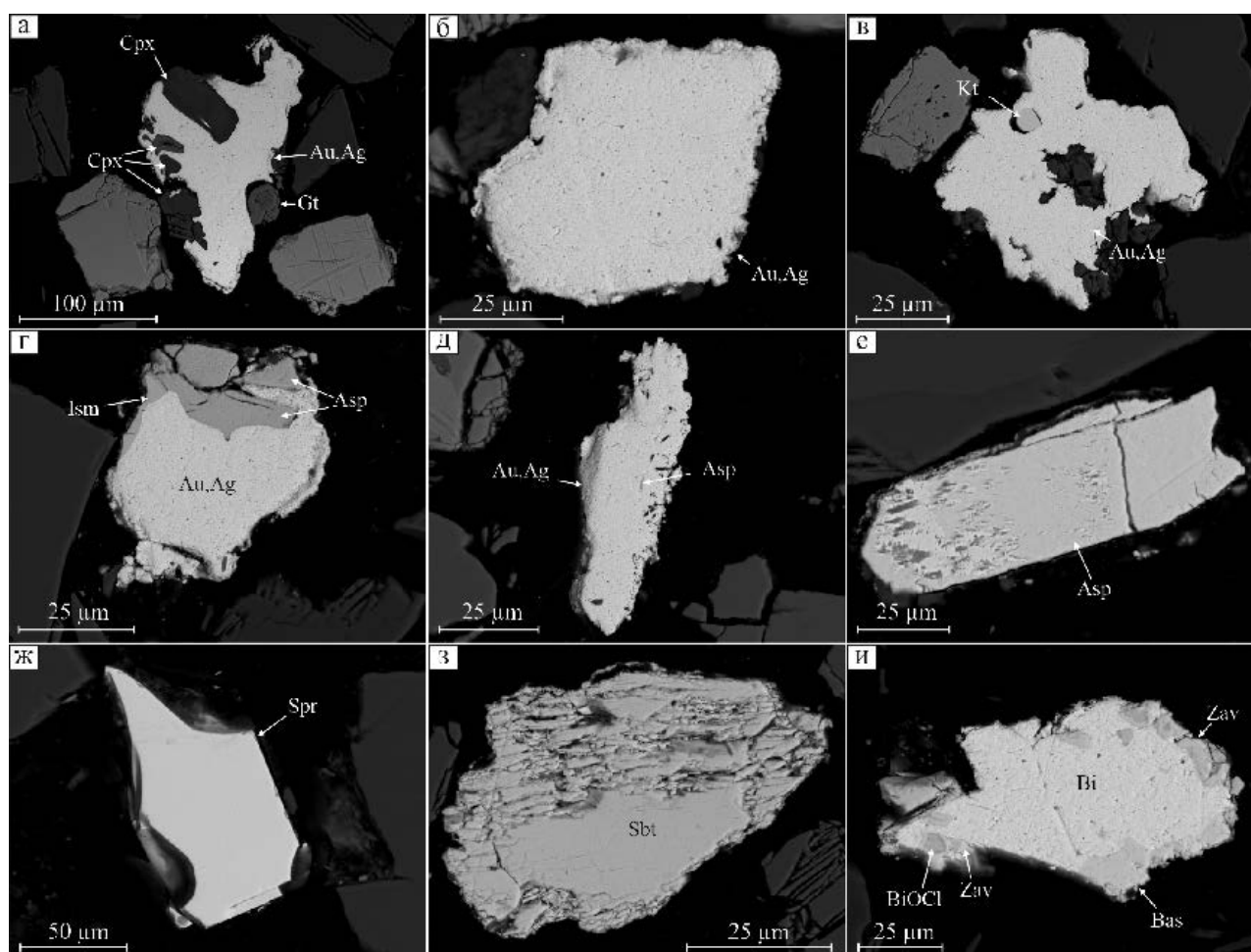


Рис. 7. Минералы благородных металлов в амфиболовом габбро г. Золотой Камень (пояснения в тексте).

Bas – баксанит, Bi – самородный висмут, BiOCl – бисмоклит, Kt – котульскит, Sbt – стибнит, Zav – заварицкит.

Fig. 6. Noble metal minerals in amphibole gabbro of Mt. Zolotoy Stone (see text for explanations).

Bas – baksanite, Bi – native bismuth, BiOCl – bismoclite, Kt – kotulskite, Sbt – stibnite, Zav – zavaritskite.

пиритовой минерализацией в магнетит-амфиболовых клинопироксенитах и оливиновых габбро. В ассоциации минералов из клинопироксенитов Туламинского массива установлены сперрелит, изомертиит, а также неназванные фазы состава Pd-Te-Sb.

Вопрос о природе медно-благороднометалльной минерализации в связи с габбро массивов урало-аляскинского типа в последнее время широко обсуждается. Необходимо отметить, что генезис самих габбро, вмещающих оруденение, также является предметом дискуссии. В настоящее время с наибольшей степенью детальности разработаны две петрологические модели формирования габброидов. В рамках одной из них определяющую роль в формировании амфиболовых габброидов отводят метаморфическим процессам (Ефимов, Ефимова, 1967). Другая геолого-генетическая модель предпо-

лагает образование и эволюцию габброидов, в том числе с образованием медно-благороднометалльного оруденения, в ходе магматических и позднемагматических процессов (Кашин, 1941; Полтавец и др., 2011; Михайлов и др., 2021a). Закономерности геологического строения Кумбинского массива (Свешникова, 1961), а также результаты минералого-петрографических и геохимических исследований (Михайлов и др., 2021b) с наибольшей степенью вероятности указывают на ключевую роль магматогенных процессов в формировании медно-благороднометалльного оруденения в породах Кумбинского массива.

Модель образования медных сульфидов и концентрирование в них благородных металлов в породах ультрамафит-мафитовых ассоциаций в настоящее время наиболее детально разработана для массивов Туламин и Полярис в Британской Колум-

бии (Milidragovic et al., 2021). Для понимания генезиса медно-благороднометалльного оруденения в породах зональных массивов ключевыми являются несколько факторов. Первый из них – это установленные содержания S в примитивных островодужных базальтовых магмах, достигающие 2000 г/т (Bai et al., 2020). Второй – это нахождение S в расплавах преимущественно в сульфатной форме (Jugo, 2009). И третий, наиболее важный – это время начала кристаллизации магнетита в габбро, что приводит к изменению окислительно-восстановительных условий. Расплавы, из которых формируются магматические породы зональных массивов, являются окисленными (Milidragovic et al., 2021). Последовательная кристаллизация расплавов с образованием в начале ультраосновных, а затем основных пород сопровождается возрастанием фугитивности кислорода, что приводит к началу кристаллизации магнетита в рудных клинопироксенитах или габбро. Повсеместное зарождение и кристаллизация магнетита, выступающего в роли восстановителя, в расплавах основного состава приводит к локальному снижению фугитивности кислорода и возникновению восстановительных условий (Milidragovic et al., 2021), что приводит в том числе к восстановлению серы из сульфатной формы в сульфидную с обособлением сульфидного расплава. Этот сульфидный расплав насыщается благородными металлами – прежде всего Pd и Au, в меньшей степени Pt. Последующий процесс кристаллизации сульфидных расплавов приводит к образованию медно-благороднометалльного оруденения в габброидах. При этом формирование дигенита, борнита или халькопирит-борнитовых агрегатов объясняется дефицитом железа в минералообразующей среде вследствие кристаллизации магнетита (Jenner et al., 2010) ранее или совместно с сульфидами.

Совокупность полученных результатов, а также анализ данных предшественников позволяют предположить, что МПГ в габбровых массивах Платиноносного пояса Урала распределяются зонально. Установлено, что Кумбинский массив в незначительной мере подвержен эрозии и сохранил первичную структуру магматического тела (Свешникова, 1961). Выявленные в результате исследований минерализованные зоны локализованы в апикальных частях Кумбинского массива. В этих зонах в различных сульфидных парагенезисах из числа МПГ преобладают ар-

Таблица 3

Распространенность минералов благородных металлов в габброидах Платиноносного Пояса Урала
Distribution of minerals of the noble metals in gabbroids of the Platinum belt of the Urals

Минерал	Теоретическая формула	Кумбинский массив				Рудопроявление Серебрянский Камень (Михайлов и др., 2021a)	Баронское рудопроявление (Аникина, Алексеев, 2010)		Волковское месторождение (Мурзин и др., 2021)
		Борнит-халькопиритовые руды	Дигенит-борнитовые руды	Пирит-халькопиритовые руды			Сульфидная ассоциация	Арсенидо-антимонидная ассоциация	
Самородное золото	Au	++	+	++	++	++	+	+	++
Au-Ag сплавы	(Au,Ag)	++	++	+++	+++	++	+++	+++	++
Высоцит	(Pd,Ni)S					+	+++	+	+++
Меренский	PdTe ₂	++	++			++	++	++	++
Гессит	Ag ₂ Te	++	++			+	++	++	+
Кейтконнит	Pd ₂₀ Te ₇					++	++	++	
Котульский	Pd(Te,Bi) ₂					++	++	++	
Арсенопалладинит	Pd ₈ (As,Sb) ₃	+++	+++			+	++	++	
Изомертрит	Pd ₁₁ Sb ₂ As ₂	+	+++	++	++	+	++	+++	
Сперрит	PtAs ₂	+	+	+	+	+	+	+	+
Атоцит	Pd ₃ Sn	+	+	+	+	+	+	+	+
Минералы Bi						+			

Примечание. Минералы: +++ – главные, ++ – второстепенные, + – редкие.
Note. Minerals: +++ – major, ++ – abundant, + – rare.

сено-антимонидные соединения. Эта особенность отличает минерализованные зоны Кумбинского массива от подобных зон, выявленных ранее в габбро Волковского массива и массива Серебрянского камня. Описанные нами ассоциации минералов благородных металлов Кумбинского массива наиболее близки к поздним, низкотемпературным парагенезисам Баронского рудопоявления (табл. 3) (Золоев и др., 2001; Zaccarini et al., 2004; Аникина, Алексеев, 2010). Выявленные особенности позволяют сделать предположение о проявлении рудной или минералогической зональности в пределах габбровых интрузивов и о многостадийном процессе становления ассоциаций минералов благородных металлов в габброидах зональных массивов.

Заключение

В результате исследований впервые охарактеризованы структурно-вещественные признаки благороднометалльной минерализации в габбро Кумбинского массива. Повышенные содержания благородных металлов связаны с медно-сульфидной минерализацией, пространственно сопряженной с зонами проявления такситовых текстур в габброидах.

Впервые для габброидов Кумбинского массива описано девять минералов Pd, Au и Ag, включая самородное золото и его сплавы, теллуриды Ag и Pd (гессит, меренскиит), а также висмутотеллуриды (котульскит), антимониоарсениды (изомертиит), арсениды (арсенопалладинит, сперрилит) и станиды (атокит) Pt и Pd. Ассоциация благородных металлов в габбро Кумбинского массива наиболее близка к поздним низкотемпературным арсенидо-антимонидным парагенезисам Баронского рудопоявления.

Обнаружение медно-благороднометалльной минерализации в породах Кумбинского массива позволяет говорить о его высоком рудном потенциале. Наряду с Волковским месторождением и Баронским рудопоявлением за последние несколько лет медно-благороднометалльное оруденение было выявлено в габбро, по меньшей мере, еще двух габбровых интрузивов, что позволяет говорить о широком распространении вкрапленных сульфидных медных руд, обогащенных благородными металлами, в мафитах зональных массивов урало-аляскинского типа.

Авторы выражают глубокую признательность рецензенту статьи д.г.-м.н. Н.Д. Толстых. Ее кон-

структивные замечания во многом позволили улучшить текст рукописи.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФИ № 20-77-00073.

Литература

Аникина Е.В., Алексеев А.В. (2010) Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала). *Литосфера*, 5, 75–100.

Бобров В.И. (1978) Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаномагнититовые и титаномагнититовые руды в районе Серебрянского камня. Уральское территориальное геологическое управление, I, 111 с.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Иванов К.С., Неустроева И.И. (2007) Платиноносный и Палладиеносный пояса Урала: петрологические и рудогенетические следствия. Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей. Международная конференция. Иркутск: Институт геохимии СО РАН, 361–367.

Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Нестерова С.И. (2009) Сравнительная характеристика платиноносности ферроклинопироксенитовых комплексов Уральского подвижного пояса. *Ежегодник-2008*. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 209–216.

Высоцкий Н.К. (1913) Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале. *Труды Геологического комитета. Новая серия № 62*. Санкт-Петербург, 692 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. (1967) Кытлымский платиноносный массив. М., Недра, 336 с.

Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н. (2001) Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, ДПР по Уральскому округу, ОАО УГЭС, ИГГ УрО РАН, УГГГА, 199 с.

Иванов О.К. (1997) Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: Минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург, Уральский университет, 488 с.

Кашин С.А. (1941) Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами. *Советская геология*, (2), 63–68.

Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Козлов А.В., Петров С.В., Паламарчук Р.С., Шиловских В.В., Абрамова В.Д., Корнеев А.В. (2021a) Новое медно-благороднометалльное рудопоявление в габбро массива Серебрянского Камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал). *Геология рудных месторождений*, 63(6), 520–550.

Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С. (2021b) Петрохимические особенности и гео-

динамическая интерпретация условий образования габброидов Кумбинского массива, Северный Урал. *Новое в познании процессов рудообразования: Десятая Российская молодежная научно-практическая Школа с международным участием*. Москва: ИГЕМ РАН, 191–194.

Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П. (2021) Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал). *Литосфера*, **21**(5), 653–659.

Петров Г.А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И. и др. (2008) Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист Р-40-XXXVI (Североуральск). Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 124 л.

Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. (2011) Волковское месторождение титаномagnetитовых и медно-титаномagnetитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия). *Геология рудных месторождений*, **53**(2), 143–157.

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Свешникова Е.В. (1961) Структура Кумбинского габброидного массива Северный Урал. *Труды ИГЕМ*, **41**, 49–66.

Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, РИО УрО РАН, 368 с.

Bai Z.J., Zhong H., Hu R.Z., Zhu W.G. (2020) Early sulfide saturation in arc volcanic rocks of southeast China: Implications for the formation of co-magmatic porphyry-epithermal Cu–Au deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **280**, 66–84.

Jenner F.E., O'Neill H.C., Arculus R.J., Mavrogenes J.A. (2010), The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag, and Cu. *Journal of Petrology*, **51**(12), 2445–2464.

Jugo P.J. (2009) Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. *Geology*, **37**, 415–418.

Milidragovic D., Nixon G.T., Scoates J.S., Nott J.A., Spence D.W. (2021) Redox-controlled chalcophile element geochemistry of the Polaris alaskan-type mafic-ultramafic complex, British Columbia, Canada. *The Canadian Mineralogist*, **59**, 1627–1661.

Nixon G.T., Manor M.J., Scoates J.S. (2018) Cu-PGE-sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan type complex: analogue for Cu-PGE reefs in layered complexes? Br Columbia. *Geological Survey Geofile*. P. 2.

Nixon G.T., Scoates J.S., Milidragovic D., Nott J.A., Moerhuis N., Ver Hoeve T.J., Manor M.J., Kjarsgaard I.M. (2020) Convergent margin Ni-Cu-PGE-Cr ore systems: U-Pb petrochronology and environments of Cu-

PGE vs Cr-PGE mineralization in Alaskan type intrusions. *Geological Survey of Canada, Open File*, **8722**, 197–218.

O'Driscoll B., González-Jiménez J. M. (2016) Petrogenesis of the platinum-group minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **81**(1), 489–578.

Zaccarini F., Anikina E. V., Pushkarev E. V., Rusin I., Garuti G. (2004) Palladium and gold minerals from the Baronskoe-Kluevsky ore deposit (Volkovsky complex, Central Urals, Russia). *Mineralogy and Petrology*, **82**, 137–156.

References

Anikina E.V., Alekseev A.V. (2010) [Mineralogical-geochemical characteristic of Au-Pd mineralization of the Volkovsky gabbro intrusive (Pt-bearing Uralian belt)]. *Litosfera [Lithosphere]*, **5**, 75–100. (in Russian)

Bai Z.J., Zhong H., Hu R.Z., Zhu W.G. (2020) Early sulfide saturation in arc volcanic rocks of southeast China: Implications for the formation of co-magmatic porphyry-epithermal Cu–Au deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **280**, 66–84.

Bobrov V.I. (1978) [Report on the results of complex prospecting works for copper-titanium-magnetite and titanomagnetite ores in area of Serebryansky Kamen]. Ural'skoe territorialnoe geologicheskoe upravlenie, I, 111 p. (in Russian)

Efimov A.A., Efimova L.P. (1967) [Kytlym Pt-bearing massif]. Moscow, Nedra, 336 p. (in Russian)

Fershtater G.B. (2013) [Paleozoic intrusive magmatism of Central and South Urals]. Yekaterinburg, RIO UrO RAN, 368 p. (in Russian)

Ivanov O.K. (1997) [Concentric-zonal pyroxenite-dunite massifs of the Urals: Mineralogy, petrology, genesis]. Yekaterinburg, Uralsky universitet, 488 p. (in Russian)

Jenner F.E., O'Neill H.C., Arculus R.J., Mavrogenes J.A. (2010), The magnetite crisis in the evolution of arc-related magmas and the initial concentration of Au, Ag, and Cu. *Journal of Petrology*, **51**(12), 2445–2464.

Jugo P.J. (2009) Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas. *Geology*, **37**, 415–418.

Kashin S.A. (1941) [Problem of disseminated copper ores associated with gabbroids of the Urals]. *Sovetskaya geologiya [Soviet Geology]*, (2), 63–68. (in Russian)

Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Kozlov A.V., Petrov S.V., Palamarchuk R.S., Shilovskikh V.V., Abramova V.D., Korneev A.V. (2021a) New copper-precious metal occurrence in gabbro of the Serebryansky Kamen massif, Ural Platinum Belt, Northern Urals. *Geology of Ore Deposits*, **63**(6), 528–555.

Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S. (2021b) [Petrochemical features and geodynamic interpretation of formation conditions of gabbroids of the Kumba intrusive, Northern Urals]. *Novoye v poznanii protsessov rudoobrazovaniya: Desyataya Rossiyskaya molodezhnaya nauchno-prakticheskaya shkola s*

mezhdunarodnym uchastiyem [New in the knowledge of ore formation processes: The Tenth Russian Youth Scientific and Practical School with International Participation]. Moscow, IGM RAN, 191–194.

Milidragovic D., Nixon G.T., Scoates J.S., Nott J.A., Spence D.W. (2021) Redox-controlled chalcophile element geochemistry of the Polaris alaskan-type mafic-ultramafic complex, British Columbia, Canada. *The Canadian Mineralogist*, **59**, 1627–1661.

Murzin V.V., Palyanova G.A., Anikina E.V., Moloshag V.P. (2021) [Mineralogy of precious metals (Au, Ag, Pd, Pt) of the Volkovskoe Cu-Fe-Ti-V deposit (Central Urals)]. *Litosfera [Lithosphere]*, **5**, 653–659. (in Russian)

Nixon G.T., Manor M.J., Scoates J.S. (2018) Cu-PGE-sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan type complex: analogue for Cu-PGE reefs in layered complexes? Br Columbia. *Geological Survey Geofile*. P. 2.

Nixon G.T., Scoates J.S., Milidragovic D., Nott J.A., Moerhuis N., Ver Hoeve T.J., Manor M.J., Kjarsgaard I.M. (2020) Convergent margin Ni-Cu-PGE-Cr ore systems: U-Pb petrochronology and environments of Cu-PGE vs Cr-PGE mineralization in Alaskan type intrusions. *Geological Survey of Canada, Open File*, **8722**, 197–218.

O'Driscoll B., González-Jiménez J.M. (2016) Petrogenesis of the platinum-group minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **81**(1), 489–578.

Petrov G.A., Ilyasova G.A., Tristan N.I. et al. (2008) [Explanatory note. State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. Second edition. Sredneural'skaya series. Sheet P-40-XXXVI (Severouralsk)]. St. Petersburg, VSEGEI, 124 p. (in Russian)

Poltavets Yu.A., Poltavets Z.I., Nechkin G.S. (2011) [Volkovsky deposit of titanomagnetite and copper-titanomagnetite ores with accompanying noble-metal mineralization the Central Urals, Russia]. *Geology of Ore Deposits*, **53**, 126–139.

Puchkov V.N. (2010) [Geology of the Urals and Cis-Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa, DesignPolygraphService, 280 p. (in Russian)

Sveshnikova E.V. (1961) [Structure of the Kumba gabbroid intrusive, Northern Urals]. *Trudy IGM [Proceedings of IGM]*, **41**, 49–66. (in Russian)

Volchenko Yu.A., Koroteev V.A., Ivanov K.S., Neustroeva I.I. (2007) [Pt- and Pd-bearing belts of the Urals: petrological and ore genetic consequences]. *Ultrabazit-bazitovye komplekсы skladchatykh oblastey. Mezhdunarodnaya konferentsiya. [Ultramafic-mafic complexes of folded areas. International Conference]*. Irkutsk, Institut geokhimii SO RAN, 361–367. (in Russian)

Volchenko Yu.A., Koroteev V.A., Nesterova S.I. (2009) [Comparative characteristics of Pt potential of ferroclinopyroxenite complexes of the Ural mobile belt]. *Ezhegodnik-2008 [Yearbook-2008]*. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 209–216. (in Russian)

Vysotsky N.K. (1913) [Pt deposits of the Isovsky and Nizhny Tagil regions in the Urals]. *Trudy geologicheskogo komiteta. Novaya seriya № 62 [Proceedings of the Geological Committee. New series no. 62]*. St. Petersburg, 692 p. (in Russian)

Zaccarini F., Anikina E.V., Pushkarev E.V., Rusin I., Garuti G. (2004) Palladium and gold minerals from the Baronskoe-Kluevsky ore deposit (Volkovsky complex, Central Urals, Russia). *Mineralogy and Petrology*, **82**, 137–156.

Zoloev K.K., Volchenko Yu.A., Koroteev V.A., Malakhov I.A., Mardirosoyan A.N., Khrypov V.N. (2001) [Pt mineralization in geological complexes of the Urals]. Yekaterinburg, DPR po Uralskomu okrug, OAO UGSE, IGG UrO RAN, UGGGA, 199 p. (in Russian)

УДК 553.411:531.734.5(470.111)

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-6

**ЗОЛОТОНОСНОСТЬ БАЗАЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ ВЕРХНЕГО ДЕВОНА
ПОЛУОСТРОВА КАНИН (НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ, РОССИЯ)****М.А. Павлова¹, Д.А. Варламов², С.М. Снигиревский^{3,4}, Д.В. Зархидзе⁵,
С.В. Петров³, М.А. Рассомахин¹**¹ Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс,
Челябинская обл., 456317 Россия; milana.a.pavlova@yandex.ru² Институт экспериментальной минералогии РАН, ул. Академика Осипьяна 4, г. Черноголовка, Московская обл.,
142432 Россия³ Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
Университетская наб., д. 7-9-11, 199034 Россия⁴ Ботанический институт РАН, ул. профессора Попова 2, г. Санкт-Петербург, 197376 Россия⁵ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ),
Средний пр. 74, г. Санкт-Петербург, 199106 Россия

Статья поступила в редакцию 08.11.2022 г., принята к печати 19.12.2022 г.

**GOLD POTENTIAL OF THE UPPER DEVONIAN BASAL CONGLOMERATES
OF THE KANIN PENINSULA (NENETS AUTONOMOUS DISTRICT, RUSSIA)****M.A. Pavlova¹, D.A. Varlamov², S.M. Snigirevsky^{3,4}, D.V. Zarkhidze⁵,
S.V. Petrov³, M.A. Rassomakhin¹**¹ Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geology UB RAS, Miass, Chelyabinsk
Region, 456317 Russia; milana.a.pavlova@yandex.ru² Institute of Experimental Mineralogy RAS, ul. Akademika Osip'yana 4, Chernogolovka, Moscow district, 142432 Russia³ Saint-Petersburg State University, Universitetskaya nab. 7-9-11, St. Petersburg, 199034 Russia⁴ Botanical Institute RAS, ul. professora Popova 2, St. Petersburg, 197376 Russia⁵ Russian Geological Research Institute (VSEGEI), Sredniy pr. 74, St. Petersburg, 199106 Russia

Received 08.11.2022, accepted 19.12.2022

Аннотация. Впервые описано шлиховое самородное золото и гранаты из грубозернистых отложений таяокуяхинской свиты верхнего девона, залегающих на размытых сланцах позднего рифея с угловым и азимутальным несогласием (среднее течение р. Мурсейяха, полуостров Канин, Ненецкий автономный округ, Россия). Особое внимание уделено индикаторам первичного источника сноса самородного золота для конгломератов верхнего девона. Состав слабо окатанных гранатов альмандин-спессартинового ряда указывает на их метаморфогенную природу и позволяет связать коренной источник самородного золота из конгломератов (D_{3tk}) с подстилающими метаморфизованными толщами рифея или же интрузивными породами в них. Самородное золото преимущественно неоднородного состава с примесью Ag, Cu и Hg. Слабая окатанность зерен самородного золота, отсутствие гипергенных кайм и сохранность минеральных включений в краевых частях свидетельствуют о его ближнем сносе. Примесь Cu позволяет предположить связь с породами основного/ультраосновного состава: метаморфизованными дайками долеритов нехайтеяхинского комплекса метагабброидов ($m\beta RF_3$) или долеритовыми дайками канино-тиманского долеритового комплекса (βD_{3kt}), прорывающими докембрийские метаморфизованные сланцы. Установлено, что конгломераты девона являются промежуточными коллекторами для предполагаемого современного россыпеобразования.

Ключевые слова: самородное золото, гранат, базальные конгломераты, палеороссыпь.

Abstract. Native gold and garnets are described for the first time in heavy concentrates from coarse-grained sediments of the Upper Devonian Tayaokuyakha Formation, which occurs on the eroded Upper Riphean schists with angular and azimuthal unconformity (middle reaches of the Murseyakha River, Kanin Peninsula, Nenets

autonomous district, Russia). Particular attention was paid to indicators of primary source of native gold for the Upper Devonian conglomerates. The composition of weakly rounded almandine-spessartine garnets indicates their metamorphic origin and allows us to relate the primary source of native gold in conglomerates (D_3tk) with underlying metamorphosed Riphean strata or intrusive rocks in them. Native gold is mainly characterized by a heterogeneous composition and contains Ag, Cu and Hg. The poorly rounded native gold grains, the absence of supergene rims and preservation of mineral inclusions in the margins indicate its proximal primary source. The presence of Cu suggests a link of native gold with mafic/ultramafic rocks: metamorphosed dikes of dolerites of the Nekhaiteyakha metagabbroid complex ($m\beta RF_3$) or dolerite dikes of the Kanin-Timan complex (βD_3kt), which intrude the Precambrian metamorphic schists. It is established that the Devonian conglomerates are intermediate reservoirs for the possible present-day placer formation.

Keywords: native gold, garnet, basal conglomerates, intermediate reservoirs.

Введение

В пределах полуострова Канин (Ненецкий автономный округ, Россия) проводились геологосъемочные (масштаб 1:50 000, 1:200 000) и тематические работы, в ходе которых были зафиксированы проявления самородного золота (Пачуковский, 1968ф; Горностай и др., 1984ф; Кочетков, Алексеев, 1986ф-1988ф; Розанов, 1989ф; Черемхина, 1996ф). Общим выводом этих работ стало установление связи практически всех геохимических аномалий и пунктов минерализации благородного металла с табуевской серией верхнего рифея (мадахинская, подлейская и горелорецкая свиты) (Оловянишников, 2004). Исключением являются выявленные Канинской и Несской геологосъемочными партиями шлиховые ореолы (1–2 знака) в породах юрского возраста в пределах рр. Бол. Надтей и Падлей; геохимическая аномалия Au в межформационном контакте падлейской свиты рифея и силурийских отложений (содержание Au 0.03 г/т); а также два знака самородного золота в конгломератах таяокуяхинской свиты верхнего девона, обнажающихся на юго-западном склоне кряжа Канин Камень в приустьевой части рек Таяокуяха (или Талаянаха) и Немозягуяха (или Немазямаяха) (Горностай и др., 1984ф; Черемхина, 1996ф).

В 2018 г. Отделом региональной геологии и полезных ископаемых полярных и приполярных территорий ФГБУ «ВСЕГЕИ» проведены полевые работы на юго-востоке п-ова Канин в бассейнах

рек Таяокуяха и Мурсейяха, в ходе которых особое внимание было уделено терригенным отложениям верхнего девона. В ходе работ был вскрыт межформационный контакт метаморфизованных сланцев мадахинской свиты верхнего рифея и терригенных пород таяокуяхинской свиты верхнего девона в нижнем течении р. Таяокуяха (Зархидзе и др., 2019, Павлова и др., 2018). В шлиховых пробах из слаболитифицированных конгломератов таяокуяхинской свиты верхнего девона были выявлены знаки самородного золота, но, в отличие от предшественников, они были обнаружены на северо-восточном склоне кряжа Канин Камень, в обоих бортах долины реки Мурсейяха. Вследствие того, что самородное золото таяокуяхинской свиты ранее описано не было, целью данной работы является определение его морфологических особенностей и химического состава, а также прогнозирование возможного материнского коренного источника.

Материалы и методы исследований

Фактическим материалом послужили более 40 образцов пород, отобранных по разрезам вдоль рек Таяокуяха, Немозягуяха, Мурсейяха, а также пять мелкообъемных проб (50–100 л) шлиховых проб со среднего течения р. Мурсейяха. Пробы обрабатывались до серого шлиха, который впоследствии был разделен на магнитную, электромагнитную и немагнитную фракции. Из шлиховых проб выделено 12 зерен самородного золота. Для иссле-

Для цитирования: Павлова М.А., Варламов Д.А., Снигиревский С.М., Зархидзе Д.В., Петров С.В., Рассомахин М.А. Золотоносность базальных конгломератов верхнего девона полуострова Канин (Ненецкий автономный округ, Россия). Минералогия, 8(4), 94–109. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-6

For citation: Pavlova M.A., Varlamov D.A., Snigirevsky S.M., Zarkhidze D.V., Petrov S.V., Rassomakhin M.A. Gold potential of the Upper Devonian basal conglomerates of the Kanin peninsula (Nenets autonomous district, Russia). Mineralogy, 8(4), 94–109. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-4-6.

дования их внутреннего строения и состава зерна были помещены в эпоксидную шайбу, отполированы и проанализированы в 34 точках. Для определения состава гранатов исследовано 39 зерен из шести образцов конгломератов таяокуяхинской свиты. В результате получены 105 анализов состава гранатов. Изучение и фотографирование петрографических шлифов и аншлифов осуществлялись при помощи бинокулярного микроскопа Leica DFC450, а исследование морфологических особенностей и выполнение объемных фотографий зерен самородного золота – посредством цифрового микроскопа Leica DVM 5000 в РЦ СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

Электронно-зондовый микроанализ, включающий получение изображений минералов во вторичных и отраженных электронах, а также рентгено-спектральный локальный микроанализ выполнялся на цифровых электронных сканирующих микроскопах Tescan VEGA-II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 и спектрометром с волновой дисперсией Oxford INCA Wave 700 (Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка) и Vega-3 Tescan с ЭДС Oxford Instruments X-act (Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс). Микроскопы оснащены YAG (иттро-алюминиевые гранаты) детекторами вторичных и отраженных электронов и энергодисперсионными рентгеновскими микроанализаторами с полупроводниковым Si (Li) детектором Oxford Instruments INCA Energy.

В статье приняты следующие сокращения: Ab – альбит, Amf – амфибол, An – анортит, Ap – апатит, Apy – арсенопирит, Au – золото, Bt – биотит, Chl – хлорит, Cob – кобальтин, Ep – эпидот, Grt – гранат, Hem – гематит, Ilm – ильменит, Kfs – калиево-натриевый полевой шпат, Ky – кианит, Leu – лейкоксен, Mnz – монацит, Ms – мусковит, Px – пироксенит, Py – пирит, Q – кварц, Rt – рутил, Ser – серицит, Sil – силлиманит, Stvr – ставролит, Sulf – сульфиды, Ttn – титанит (сфен), Tur – турмалин, Zrn – циркон, нм – немагнитная фракция, эм – электромагнитная фракция.

Краткие сведения о геологическом строении района

Полуостров Канин входит в состав Тимано-Печорской эпибайкальской плиты (Гецен, 1975). Стратифицированные образования представле-

ны породами широкого возрастного диапазона (от позднепротерозойских до четвертичных) и подразделяются на два структурных этажа. Нижний структурный этаж – внешняя зона тиманид – выходит на дневную поверхность на севере полуострова в пределах осевой части хребта Канин Камень (Канинского горста). Он сложен метаморфизованными в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях терригенными и карбонатно-терригенными отложениями рифея (Оловянишников, 2004). Верхний структурный этаж сформирован осадочными толщами фанерозойского чехла, включающего в себя слабо деформированные отложения нижнесилурийского–нижнемелового возраста. Отложения фанерозоя неравномерно перекрыты неоген-четвертичными отложениями мощностью от первых метров на самом хребте до 120 м в его прогибах (Черемхина, 1996ф). В работе рассматривается участок, расположенный в юго-восточной части полуострова Канин (рис. 1).

Результаты работ

Геологическое строение участка работ. В пределах исследованного участка обнажаются преимущественно терригенно-карбонатные породы палеозоя (силур-пермь) и терригенные породы мезозоя (триас-мел), причем толщи практически всех подразделений залегают друг на друге с несогласием за исключением пермских отложений, согласно залегающих на камменноугольных (рис. 1). Предметом нашего исследования являются девонские отложения, перекрывающие с резким разрывом и угловым несогласием метаморфические породы рифея и терригенно-карбонатные образования нижнего силура. Распространены отложения девона на п-ове Канин ограниченно, преимущественно, на обоих склонах юго-восточной части хребта Канин Камень. На юго-западном склоне породы девонского возраста обнажаются на востоке Ойвинской губы в нижнем течении (приустьевой части) рр. Таяокуяха, Немозягуяха и руч. Безымянного, протекающего между ними. Здесь за счет хорошей обнаженности береговых склонов, регулярно подмываемых морскими приливами и крутым (до субвертикального) залеганием пластов (в среднем <60°; азимут падения 215°), вскрывается практически непрерывный разрез таяокуяхинской свиты (рис. 2а) (Безносов и др., 2019). В отличие от пород юго-западного склона хребта Канин Камень, породы девонского возраста, обнажающиеся в более глубинной части полуострова, на северо-восточном склоне в районе

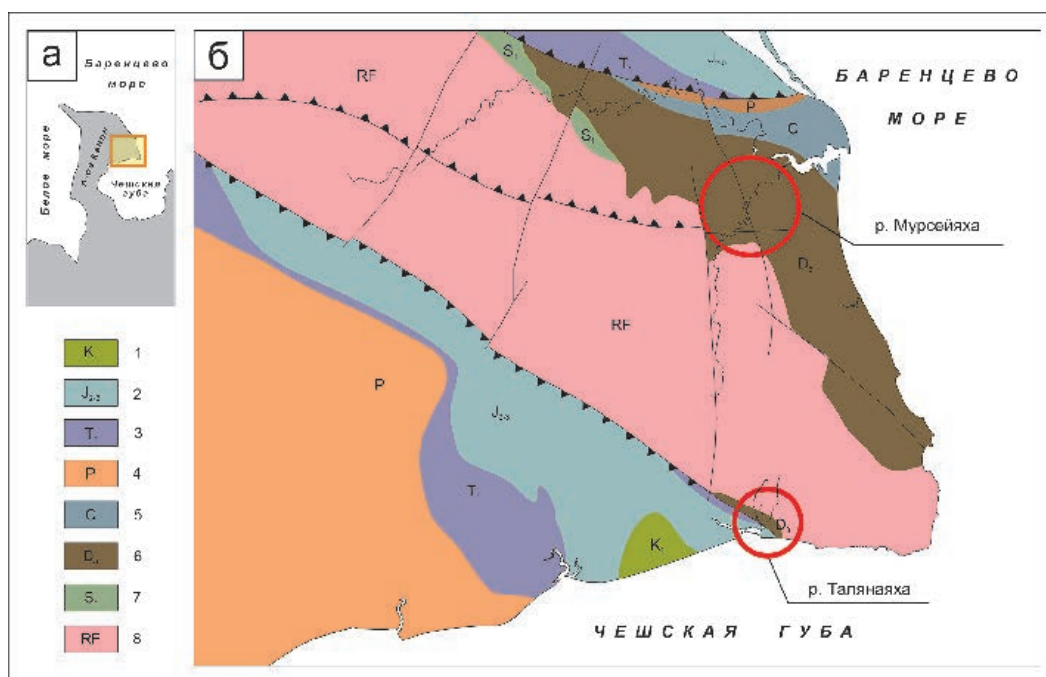


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части полуострова Канин (по Горностаю и др., 1984ф; Черемхина, 1996ф с дополнениями). Кругами выделены участки работ, где разрез таяокуяхинской свиты обнажается наиболее полно.

1 – меловая система, нижний отдел, терригенные породы; 2 – юрская система, средний и верхний отделы, терригенные отложения; 3 – триасовая система, нижний отдел, терригенные породы; 4 – пермская система, преимущественно известняки; 5 – каменноугольная система, преимущественно известняки; 6 – девонская система, верхний отдел, франский ярус, базальты, терригенные отложения; 7 – силурийская система, нижний отдел, известняки; 8 – рифей, тархановская и табуевская серии, метаморфические сланцы и кварцитопесчаники.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the southeastern part of the Kanin Peninsula, modified after (Gornostai et al., 1984; Cheremkhina, 1996). Circles highlight the working areas, where the section of the Tayaokuyakha Formation is the most complete.

1 – Lower Cretaceous, terrigenous rocks; 2 – Middle and Upper Jurassic, terrigenous rocks; 3 – Lower Triassic, terrigenous rocks; 4 – Permian, mainly limestone; 5 – Carboniferous, mainly limestone; 6 – Upper Devonian, Frasnian Stage, basalt, terrigenous rocks; 7 – Lower Silurian, limestone; 8 – Riphean, Tarkhanov and Tabuev groups, metamorphic schist and quartzite sandstone.

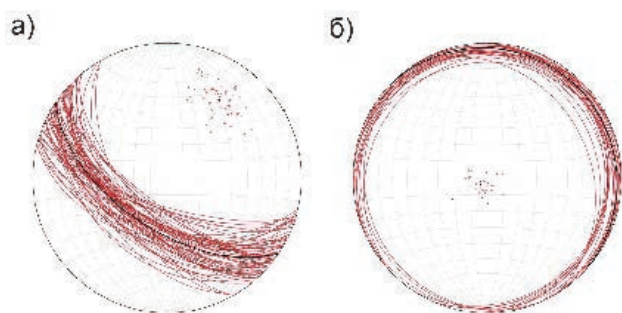


Рис. 2. Стереорафические проекции измерений элементов залегания верхнедевонских конгломератов, песчаников и алевролитов таяокуяхинской свиты (D_3tk) на нижнюю полусферу по рр. Таяокуяха и Немозягуяха и ручью Безымянный (а, 59 измерений) и р. Мурсейяха (б, 35 измерений).

Fig. 2. Stereographic projections of bedding elements of the Upper Devonian conglomerate, sandstone and siltstone of the Tayaokuyakha Formation (D_3tk) on the lower hemisphere along Tayaokuyakha and Nemozyaguyakha rivers and Bezmyanny Creek (a, 59 measurements) and Murseyakh River (b, 35 measurements).

среднего течения рр. Рыбная и Мурсейяха, залегают субгоризонтально (в среднем $<6^\circ$; азимут падения 43°) (рис. 2б).

В целом, разрезы таяокуяхинской свиты на обоих склонах хребта хорошо сопоставляются, по-

этому в данной статье представлена литологическая колонка по р. Таяокуяха, где за счет залегания пород под крутым углом можно проследить наиболее достоверные мощности литологических разностей (рис. 3).

Система	Отдел	Ярус	Свита	Индекс	Литология	Н, м	Описание
Девонский	Верхний	Франский	Таяокуяхинская	D_3k		1,80	Алевритовые горизонтально-слоистые, переходящие в тонко-горизонтально-слоистые с уплотненными шаровидными конкрециями плотных тонко-зернистых песчаников
						0,70	Глины, переходящие в комковатый плотный алевролит
						0,05	Тонко-рифовый суглинок-иллитовый пласт
						5,40	Алеврит в нижней части комковатой отдельности в верхней мелко-горизонтально-слоистый
						3,50	Песчаник тонко-мелкозернистый тонко-плитчатый, мелко-горизонтально-слоистый
						10	Осыпь
						0,80	Гравийный речной гравийный конгломерат мелко-среднезернистый, буровато-серый
						0,60	Тонкозернистый мелко-серый с галькой и крупным кварцем и кристаллами слюды рифей
						1,20	Переслаивание песчаников и алевролитов
						0,50	Речной гравийный конгломерат с обломками кварца и метаседицитов
						5,20	Переслаивание песчаников и алевролитов с тонким прослоем конгломератов
						1,80	Гравийный конгломерат с гальками и галечниками галечного-гравийного конгломератов с валунами
						35	Переслаивание песчаников мелко-среднезернистых, тонко-среднеплитчатых с тонко-слоистыми алевролитами
						1	Мелкогалечный гравийный конгломерат. Гальки и гравийный гравий преимущественно кварцевые
						25,50	Пески переслаивания часто ритмичных, алевролитов и алевроитов, алевролитов с редкими мелкозернистыми прослоями галечного-гравийного конгломератов с обилием кварцевого шлама. В прослоях остатки рыб <i>Bothriolepis</i> sp. <i>Holoptychius</i> sp.
						1,50	Конгломерат с кварцевыми гальками, переходящий в песчаник, представляющий собой гальки. Цвет породы серый, рыжеватый-серый
						4	Песчаник мелко-среднезернистый, среднеплитчатый, горизонтально-слоистый, с прослоями алевролитов. Цвет породы серый, рыжеватый-серый. В средней части толщи мелкозернистый песчаник с растительным детритом. В крошке прослеиваются фрагменты растений <i>Svalbardia</i> (<i>Archaeopteris</i>) <i>fissilis</i> – споронемия, листья, ветви, обуглившиеся остатки растений
						2,55	Гравийный конгломерат с редкой (15%) преимущественно кварцевой галькой, цвет породы буровато-серый
						0,75	Песчаник среднезернистый, среднеплитчатый, горизонтально-слоистый с единичными плоскократными гальками рифейских слюдяков, присутствует редкий растительный детрит
						50	Осыпь
						0,80	Песчаник средне-зернистый средне-плитчатый, конгломераты
Рифейская подзоногема RT_3md_2						> 50	Пески чередования кристаллоидных и песчаных и алевролитов

Рис. 3. Литологическая колонка разреза таяокуяхинской свиты (D_3tk), р. Таянаяха, руч. Безымянный, р. Немазымаяха, юго-западный склон хребта Канин Камень.

Fig. 3. Lithological column of cross-section of the Tayaokuyakha Formation (D_3tk), Talyanayakha River, Bezmyanny Creek, Nemazymayakha River, southwestern slope of the Kanin Kamen Range.

Таяокуяхинская свита (D_3tk , франский ярус) представлена ритмичным чередованием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, глин. Породы залегают с резким угловым и азимутальным несогласием на сланцах мадахинской свиты (RF_3md , табуевская серия). Отложения таяокуяхинской свиты с постепенным переходом согласно перекрываются породами немозягуяхинской свиты (D_3nt , франский ярус).

Общая усредненная характеристика отдельных литологических типов разреза таяокуяхинской свиты следующая:

– алевролиты кварцево-слюдистые средне-, тонкоплитчатые, тонкослоистые, листоватые, реже комковато-массивные. Цвет от малиново-серого до сине-серого, иногда встречаются буро-рыжие разводы ожелезнения. На поверхностях напластования часто видны определяемые растительные остатки – *Archaeopteris macilenta*, *Svalbardia* (*A.*) *fissilis*, *S. polymorpha*; в углистых разностях встречены отпечатки стеблей *Helenia karakubensis* (опр. С.М. Снигиревского). Растения имеют средне-верхнедевонский, преимущественно, франский возраст. Мощность прослоев составляет от 5 см до 2 м.

– песчаники кварцевые, полевошпат-кварцевые слюдистые, иногда с существенной примесью граната (до 60 об. %), преимущественно, мелко-среднезернистые, среднеплитчатые, горизонтально-слоистые. Цвет от розовато-сероватого до голубовато-серого. Здесь встречены остатки рыб разной сохранности – *Glyptolepis* sp., который характерен для живецких и франских отложений, *Bothriolepis* sp., *Holoptychius* sp. (опр. П.А. Безносова), а также споронемия, листья и ветви *Svalbardia* (*Archaeopteris*) *fissilis* (опр. С.М. Снигиревского) (Безнос и др., 2019). Мощность прослоев составляет от 5 см до 4 м.

– конгломераты массивные, редко с ко-сой слоистостью, цвет варьирует от голубовато-зеленовато-серого до рыжего, красно-рыжего. Обломочная часть (5–60 об. %) представлена гальками молочно-белого, дымчатого кварца, фрагментами подстилающих метаморфических пород, обломка-

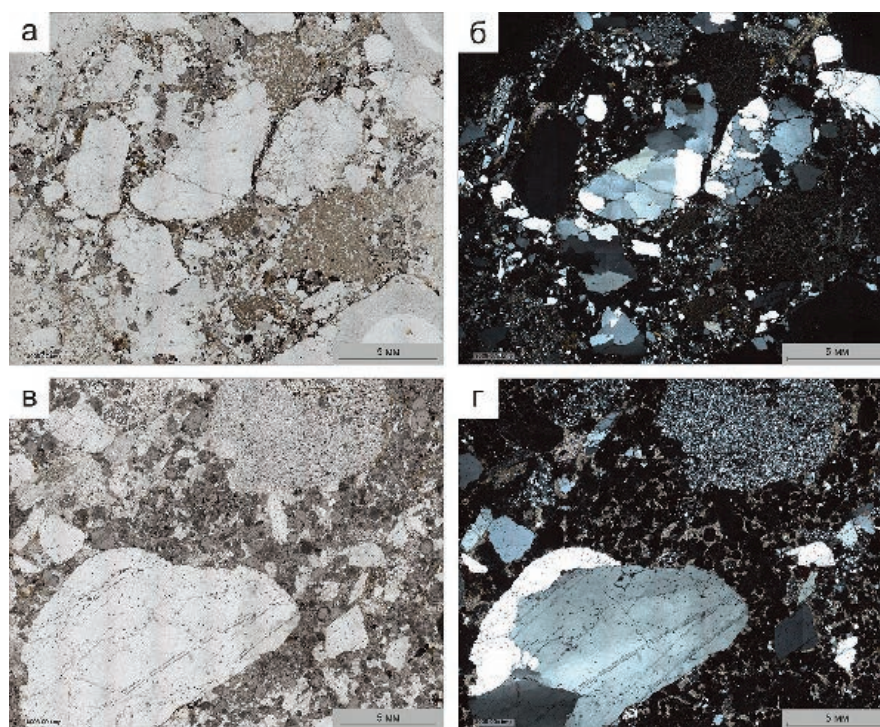


Рис. 4. Конгломерат с карбонатным цементом и высоким содержанием граната: а, в – без анализатора; б, г – с анализатором.

Fig. 4. Conglomerate with a high amount of garnet and carbonate matrix: а, в – without analyzer. б, г – with analyzer.

ми долеритов, а также гальками алевролитов с растительными остатками *Archaeopteris* (*Svalbardia*) *fissilis* (опр. С.М. Снигиревского). Гальки в породе распределены неравномерно. Матрикс в большинстве случаев сложен крупнозернистым хлорит-биотит-мусковит-кварц-гранатовым песчаником с редкими обломками пород (кварцитов, слюдистых сланцев рифея и долеритов) и карбонатным, реже халцедоновым, цементом (рис. 4). Мощность прослоев составляет от 20 см до 3 м.

Состав шлихов и морфологические особенности самородного золота. Породы девонского и четвертичного возрастов, из которых отобраны шлиховые пробы на р. Мурсейяха, представлены коренными наиболее грубообломочными породами, существенно кварцевыми конгломератами, а также современными аллювиальными отложениями вблизи коренных выходов пород девона (рис. 5). В тяжелой минеральной фракции из пород таяокуяхинской свиты преобладают сульфиды (пирит), циркон, рутил, гранат, из четвертичных отложений – циркон, рутил, ильменит и гранат (табл. 1). Практически во всех шлихах встречены зерна монацита, а также выявлены знаки самородного золота. В самородном золоте нередко встречаются ми-

неральные включения ильменита, хлорита, альбита, кобальтина, биотита, кварца. Часть включений располагается в краевых частях зерен.

В шлиховой пробе 2013-01 обнаружено два знака самородного золота (рис. 6а). Зерна плохо окатанные, изометрические, слегка уплощенные длиной 120 и 140 мкм, на поверхностях наблюдаются вмятины и царапины, полученные в процессе переноса.

Из шлиха 2014-01 извлечено наибольшее количество (шесть) золотинок. Размер зерен варьирует от 110 до 400 мкм. Зерно 1 является сростком с ильменитом, кварцем, слюдой (ряда флогопит–биотит) (рис. 6б). Окатанность зерна слабая, форма изометричная вытянуто-уплощенная. Зерно 2 имеет форму параллелепипеда, слабую окатанность и многочисленные тонкие царапины. Для него характерен красноватый налет. На поверхности зерна примеси не установлены. Зерно 3 более уплощенное, имеет округлые следы вдавливания (ямки), внутри покрытые красно-бурой пленкой. Окатанность зерна слабая, однако наиболее выступающие части несколько сглажены. Зерно 4 средней окатанности, форма округло-изометричная, неровная, имеются неглубокие «складки». Зерно 5 имеет вытянутую по од-

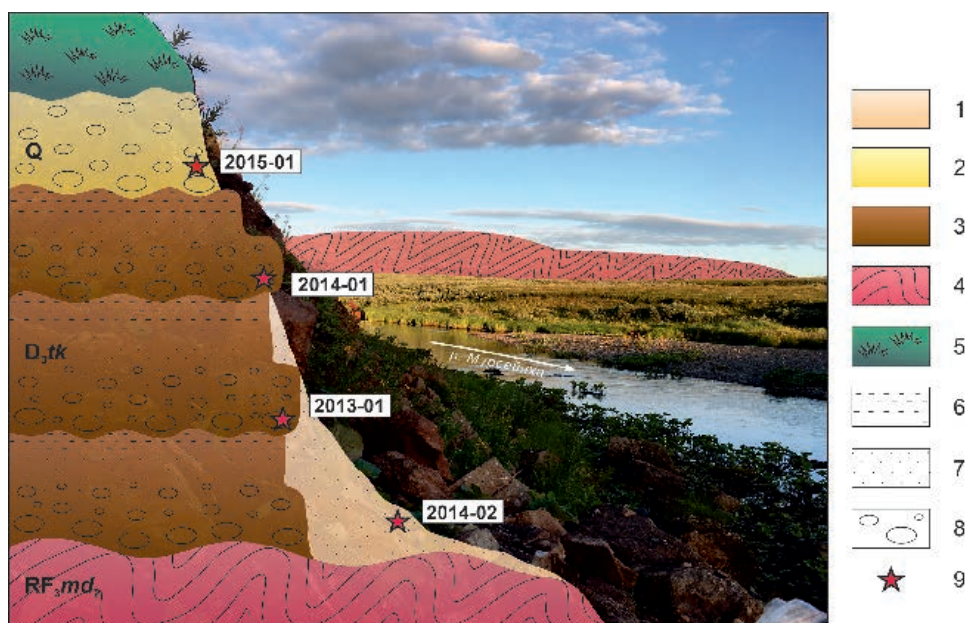


Рис. 5. Схематический разрез терригенных отложений с местами отбора шлиховых проб, р. Мурсейяха.

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – консолидированные четвертичные терригенные отложения; 3 – терригенные отложения девонского возраста; 4 – метаморфизованные отложения докембрия; 5 – дерн; 6 – алевролит; 7 – песчаник; 8 – конгломерат; 9 – место отбора шлиховых проб.

Fig. 5. Schematic cross-section of terrigenous sediments with sampling areas for heavy concentrates, Murseyakha River.

1 – present-day alluvial sediments; 2 – consolidated Quaternary terrigenous sediments; 3 – Devonian terrigenous rocks; 4 – Precambrian metamorphosed rocks; 5 – turf; 6 – siltstone; 7 – sandstone; 8 – conglomerate; 9 – sampling place of mineral concentrates.

Таблица 1

Минеральный состав шлихов, отобранных в бортах р. Мурсейяха

Table 1

Mineral composition of heavy concentrates sampled along the Murseyakha River

Номер	Объем, л	Фракция	Главные >5 %	Второстепенные 1–5 %	Редкие <1 %	Знаки золота
2014-02	50	нм эм	Rt, Zrn, Py, Ap Grt, Ilm	Leu, Grt, Tu Amf, Px	Au, Ky, Tit, Apy Mon, Leu	2
2014-01	100	нм эм	Zrn, Rut, Py Ilm, Px, Amf, Grt	Tu, Ap, Leu Hem	Apy, An, Au –	6
2013-01	100	нм эм	Sulf, Zrn, Ap, Rt Ilm	Leu Grt, Px, Amf	An, Grt, Ky, Au Sulf, Mon	2
2015-02	100	нм эм	Zrn, Ru Ilm, Grt	Ap, Leu Px, Amf	Sil, Tu, An, Py, Tit, Au Mon, Ep, Sulf	2
2015-01	100	нм эм	Zrn, Rt Grt, Ilm	Ky, Ap Amf, Px, Hem	An, Py, Leu, Tit, Grt Leu, Mon	–

ной оси форму. Окатанность средняя. Наблюдаются красноватые следы окисления сульфидов. Зерно 6 окатанное, имеет каплевидную форму, и неглубокие вмятины с красновато-бурым налетом внутри.

Шлих 2014-02 был отмыт из современных аллювиальных отложений р. Мурсейяха в непосредственной близости от коренных выходов конгломератов таяокуяхинской свиты, объем пробы со-

ставлял 50 л. Размер зерен самородного золота 350 и 500 мкм (рис. 6в). Зерно 1 сильно уплощенное и вытянутое. Зерно 2 менее вытянуто и сплющено, в целом имеет изометричную форму.

Шлих 2015-02 получен из пробы объемом 100 л, отобранной в среднем течении р. Мурсейяха в правом борту долины предположительно из четвертичных гравийных конгломератов, перекрывающих

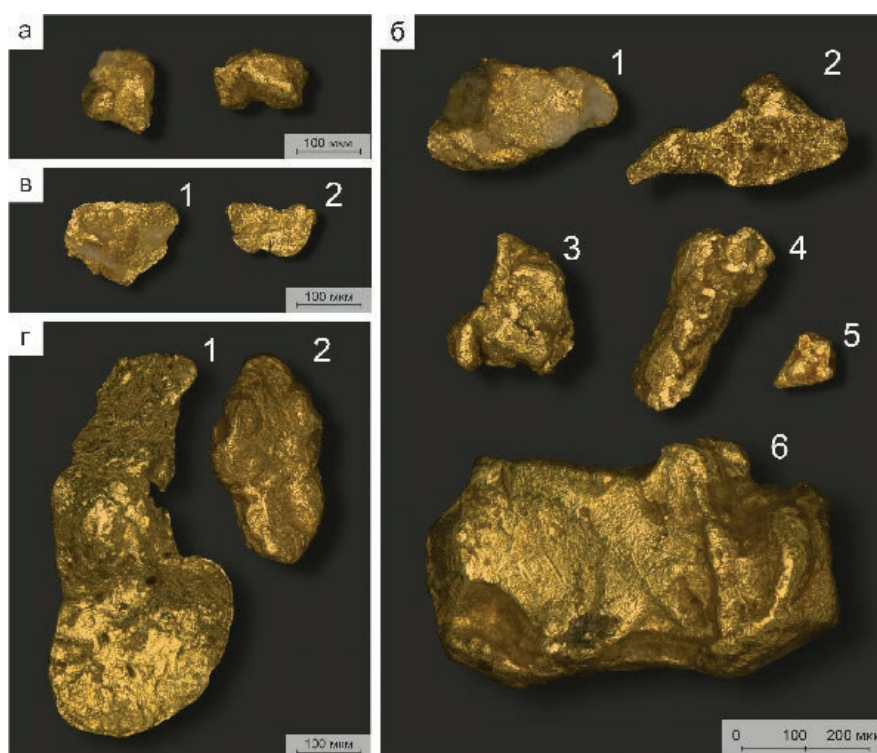


Рис. 6. Самородное золото из шлиховых проб коренных делитифицированных конгломератов девонского возраста (а – проба 2013-01; б – проба 2014-01), четвертичного возраста (в – проба 2015-01) и современных аллювиальных отложений (г – проба 2014-02).

Fig. 6. Native gold from heavy concentrates of primary delithified conglomerates of the Devonian (а – sample 2013-01; б – sample 2014-01), Quaternary age (в – sample 2015-01) and present-day alluvial deposits (г – sample 2014-02).

верхнедевонские песчаники таяокуяхинской свиты. В шлихе выявлено два знака самородного золота (рис. 6г) размером 140 и 200 мкм. Зерно 1 представляет собой тонкую пластинку полукруглой формы со следами небольшого смятия. Зерно 2 изометричное, средне окатанное.

В целом для зерен самородного золота из всех проб отмечается одинаковый ярко-желтый цвет с красным оттенком. Морфологические особенности зерен самородного золота в пробах отличаются: золотины из пород девонского возраста имеют более изометричную форму, а из пород четвертичного возраста – уплощенную.

Состав самородного золота. Внутреннее строение зерен самородного золота чаще неоднородное, с отдельными более низкопробными зонами (рис. 7). Первичная зональность обусловлена изменением содержания Ag, Cu и Hg. Границы зон четкие, извилистые, иногда угловатые. Более низкопробные зоны расположены как в центральных частях зерен, так и в краевых (на СЭМ-фото в режиме BSE более темные участки зерен соответствуют более низкопробному золоту, более светлые – более высокопробному). В одном зерне обнаружены так-

же зоны с более высокой пробностью относительно основной массы (левое зерно на рис. 7б). Они имеют пористое строение и расположены в краевой части зерна.

По составу самородное золото высокой и средней пробности (Петровская, 1973). Все проанализированные зерна самородного золота содержат Ag (до 24.81 мас. %), Cu (до 0.50 мас. %) и Hg (до 2.66 мас. %) (табл. 2, рис. 8). Золото из современных отложений характеризуется самой высокой пробностью (951–1000 ‰): Au 93.80–97.00 мас. %, Ag 0.00–2.78 мас. %, Cu 0.00–0.47 мас. %, Hg 0.00–1.69 мас. %. Самородное золото из конгломератов четвертичного возраста имеет несколько более низкую пробность (924–990 ‰), преимущественно, за счет более высокого содержания Ag : Au 90.99–98.76 мас. %, Ag 1.03–6.73 мас. %, Cu 0.00–0.50 мас. %, Hg 0.00–0.65 мас. %. Состав золота из девонских конгломератов широко варьирует, перекрывая вариации состава золота из более молодых отложений: Au 74.04–100.63 мас. %, Ag 0.00–24.81 мас. %, Cu 0.00–0.40 мас. %, Hg 0.00–2.66 мас. % (рис. 8).

Характеристика гранатов из конгломератов таяокуяхинской свиты. Одной из особенностей кон-

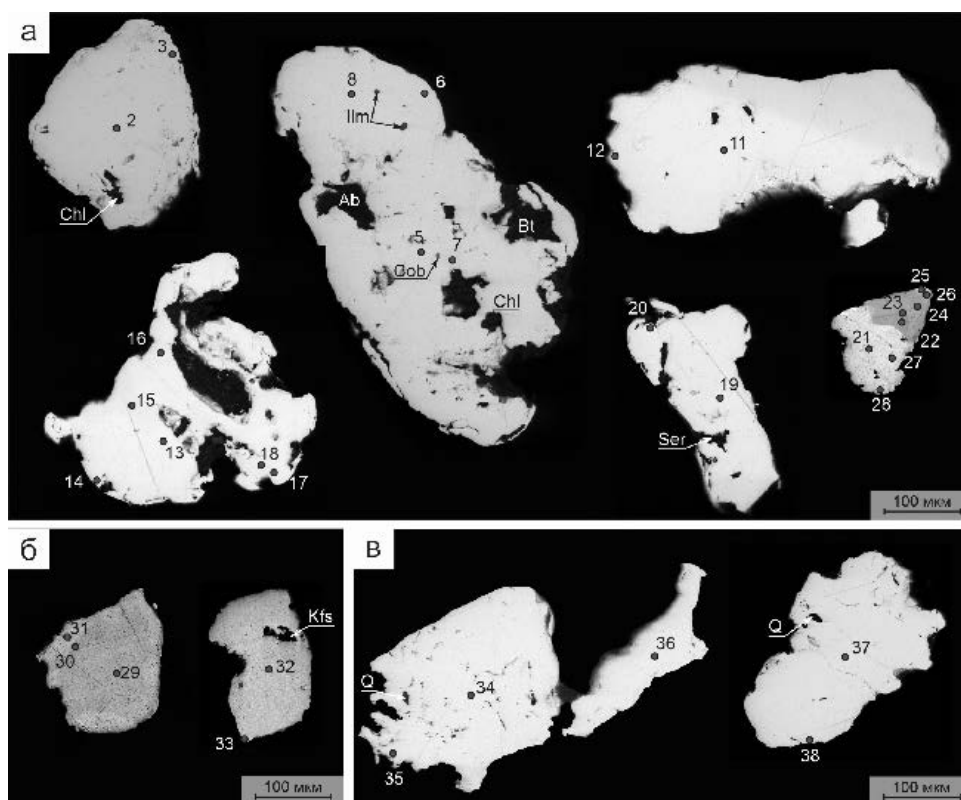


Рис. 7. Зерна золота из шлиховых проб девонских коренных делитифицированных конгломератов (а), четвертичных конгломератов (б) и современных аллювиальных отложений (в). Составы точек анализов приведены в табл. 2. BSE-фото.

Fig. 7. Native gold grains from heavy concentrates of the Devonian primary delithified conglomerates (а), Quaternary conglomerates (б) and present-day alluvial sediments (в). The compositions of analytical points are given in Table 2. BSE-images.

гломератов является повсеместное присутствие минералов группы гранатов. Содержание граната в шлихах превышает 20 %, а в образцах горных пород – до 50 %.

Гранаты розовые, зерна размером 0.2–1.0 мм, средней и слабой окатанности, на срезах часто встречаются их шестиугольные идиоморфные сечения. Зачастую кристаллы разбиты сетью трещин, нередко встречаются только отдельные фрагменты ранее целых зерен. В шлифах обнаружены ротационные структуры/структуры снежного кома (рис. 9б).

Гранаты подразделяются на два типа по внутреннему строению зерен: тип I – без зональности или со слабо проявленной зональностью, тип II – с резко проявленной зональностью. В зональных гранатах отчетливо наблюдается резкое уменьшение содержания Mn и Fe при увеличении содержания Ca от центра к кайме (рис. 10) с разницей содержания элементов в центральной части и в кайме до нескольких массовых процентов (табл. 3, ан. 1–5, 8–11). Визуально гомогенные зерна гранатов значи-

тельно более однородны по составу, присутствуют только небольшие изменения состава от центра к кайме (табл. 3, ан. 6, 7, 12–16).

Несмотря на то, что все гранаты по составу принадлежат ряду альмандин–спессартин (табл. 3), однако на диаграмме MnO–CaO–FeO видны небольшие различия. Гранаты типа I и краевые части гранатов типа II имеют идентичный состав, тогда как центральные части гранатов типа II отличаются меньшим содержанием Ca при повышенном содержании Mn и Fe (рис. 10).

Обсуждение результатов

На протяжении длительного промежутка времени (с раннего кембрия по силур) территория подвергалась эрозии. Последовавшая затем трансгрессия моря привела к образованию фрагментарно сохранившихся на рифейском основании карбонатных отложений силура, а также значительных по мощности базальных отложений верхнего девона (Черемхина, 1996ф). В последних отмечаются зна-

Таблица 2

Химический состав самородного золота из девонских и четвертичных конгломератов и современных аллювиальных отложений (мас. %)

Table 2

Chemical composition of native gold from the Devonian and Quaternary conglomerates and present-day alluvial deposits (wt. %)

№ п/п	№ спектра	№ зерна	Au	Ag	Cu	Hg	Сумма	Формула
1	2	1	98.23	0.17	0.00	0.00	98.40	Au _{99.68} Ag _{0.32}
2	3		98.95	0.44	0.36	0.80	100.55	Au _{97.34} Cu _{1.09} Ag _{0.79} Hg _{0.78}
3	5	4	100.63	0.38	0.16	0.46	101.63	Au _{98.38} Ag _{0.69} Cu _{0.49} Hg _{0.45}
4	6		99.49	0.91	0.33	0.00	100.73	Au _{97.37} Ag _{1.62} Cu _{1.00}
5	7		91.33	9.23	0.07	0.00	100.63	Au _{84.26} Ag _{15.54} Cu _{0.20}
6	8		97.85	2.14	0.15	0.00	100.14	Au _{95.72} Ag _{3.82} Cu _{0.47}
7	11	5	93.95	6.26	0.33	0.00	100.54	Au _{88.28} Ag _{10.74} Cu _{0.98}
8	12		91.29	6.17	0.06	1.37	98.89	Au _{87.72} Ag _{10.82} Hg _{1.29} Cu _{0.16}
9	13	6	99.40	0.00	0.17	0.00	99.57	Au _{99.49} Cu _{0.51}
10	14		95.35	0.22	0.40	0.70	96.67	Au _{97.62} Cu _{1.27} Hg _{0.70} Ag _{0.41}
11	15		88.08	7.76	0.24	0.43	96.51	Au _{85.16} Ag _{13.70} Cu _{0.73} Hg _{0.41}
12	16		92.39	5.50	0.10	0.32	98.31	Au _{89.68} Ag _{9.74} Hg _{0.30} Cu _{0.29}
13	17		99.78	0.43	0.24	0.00	100.45	Au _{98.49} Ag _{0.77} Cu _{0.74}
14	18		91.10	7.31	0.00	0.00	98.41	Au _{87.22} Ag _{12.78}
15	19	8	96.74	0.05	0.18	2.66	99.63	Au _{96.73} Hg _{2.61} Cu _{0.57} Ag _{0.09}
16	20		97.33	0.72	0.00	0.37	98.42	Au _{98.30} Ag _{1.33} Hg _{0.37}
17	21	9	96.06	1.36	0.14	1.16	98.72	Au _{95.97} Ag _{2.48} Hg _{1.14} Cu _{0.41}
18	22		77.00	20.18	0.26	0.00	97.44	Au _{67.16} Ag _{32.15} Cu _{0.69}
19	23		74.04	24.81	0.00	0.00	98.85	Au _{62.04} Ag _{37.96}
20	24		81.90	15.61	0.00	0.89	98.40	Au _{73.60} Ag _{25.62} Hg _{0.78}
21	25		80.97	16.50	0.00	0.56	98.03	Au _{72.52} Ag _{26.99} Cu _{0.27}
22	26		79.27	18.96	0.10	0.00	98.33	Au _{69.42} Ag _{30.32} Cu _{0.27}
23	27		76.58	21.09	0.00	0.41	98.08	Au _{66.30} Ag _{33.35} Hg _{0.35}
24	28		97.73	0.99	0.07	0.00	98.79	Au _{97.96} Ag _{1.82} Cu _{0.22}
25	29	10	90.99	6.73	0.50	0.22	98.44	Au _{86.62} Ag _{11.70} Cu _{1.48} Hg _{0.21}
26	30		91.62	6.42	0.00	0.06	98.10	Au _{88.61} Ag _{11.33} Hg _{0.06}
27	31		97.30	1.03	0.00	0.00	98.33	Au _{98.11} Ag _{1.89}
28	32	11	92.05	4.32	0.10	0.65	97.12	Au _{91.24} Ag _{7.81} Hg _{0.63} Cu _{0.32}
29	33		98.76	2.08	0.00	0.02	100.86	Au _{96.27} Ag _{3.71} Hg _{0.02}
30	34	12	97.72	0.00	0.00	0.00	97.72	Au ₁₀₀
31	35		97.99	0.02	0.16	0.00	98.17	Au _{99.48} Cu _{0.48} Ag _{0.03}
32	36		97.76	0.24	0.00	0.11	98.11	Au _{99.44} Ag _{0.46} Hg _{0.11}
33	37	13	95.98	2.78	0.13	0.43	99.32	Au _{94.21} Ag _{4.97} Cu _{0.41} Hg _{0.41}
34	38		93.80	2.66	0.47	1.69	98.62	Au _{92.17} Ag _{4.77} Hg _{1.64} Cu _{1.43}

Примечание. Номера точек анализов соответствуют точкам на рис. 7. Зерна 1, 4, 5, 6, 8 и 9 – девонские конгломераты, 10 и 11 – четвертичные конгломераты, 12 и 13 – современные аллювиальные отложения.

Note. Numbers of analyses correspond to points in Fig. 7. Grains 1, 4, 5, 6, 8 and 9 – Devonian conglomerates, 10 and 11 – Quaternary conglomerates, 12 and 13 – present-day alluvial deposits.

чительные концентрации граната и единичные зерна самородного золота.

Гранат является одним из минералов-индикаторов условий образования пород (Соболев, 1964; Konrad-Schmolke et al., 2008; Tian et al., 2019; Jiang et al., 2020). Большая часть центральных зон исследованных нами зональных зерен граната (тип II), а также небольшая часть гомогенных гранатов (тип I) отвечают по составу гранатам метаморфических

пород (рис. 11). Осадочные толщи докембрия, слагающие хребет Канин Камень, подверглись региональному метаморфизму эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Гецен, 1975; Горностаи и др., 1984ф), в результате чего образовались гранаты альмандинового состава. Структуры захвата (двойной спирали) в гранатах подтверждают их генетическую принадлежность к метаморфическим породам, т. к. они возникают в результате вращения

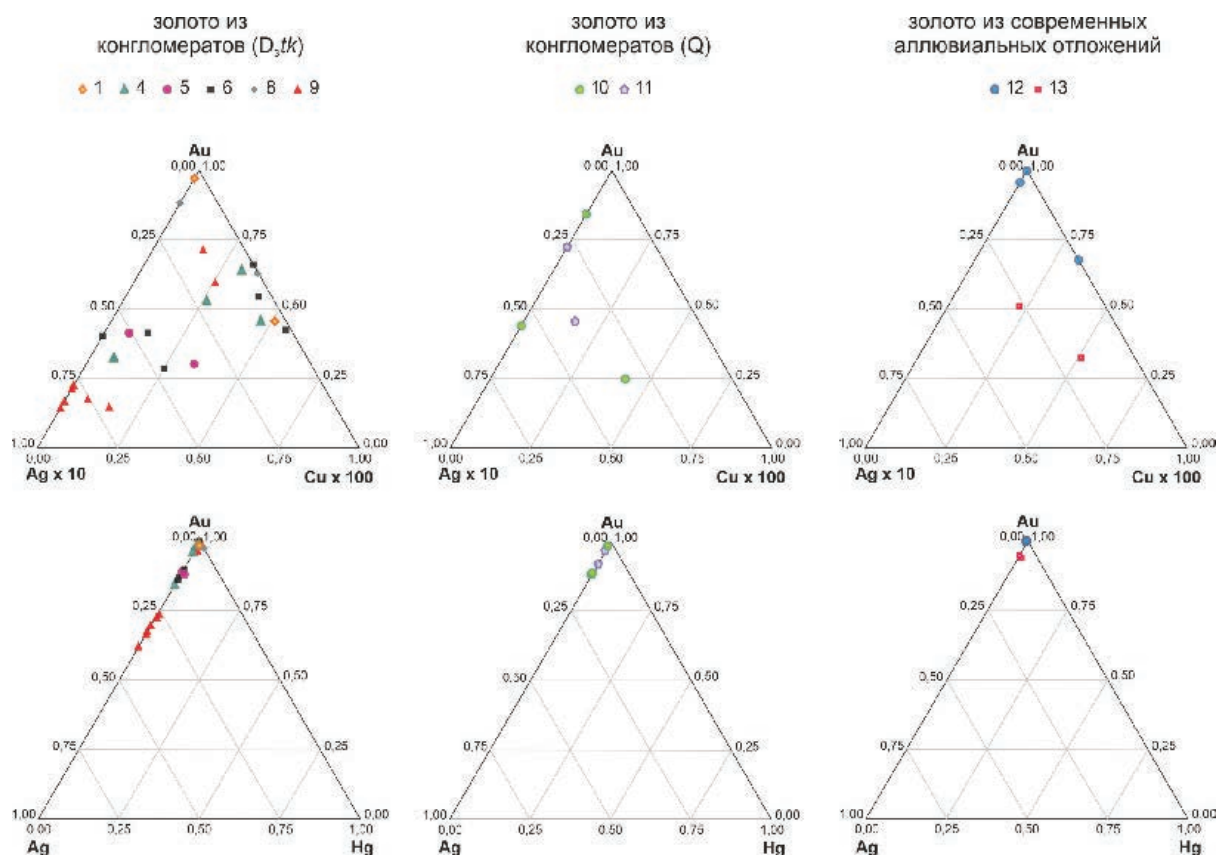


Рис. 8. Состав самородного золота из пород разного возраста на диаграммах Au–Ag–Cu и Au–Ag–Hg.

Номера зерен соответствуют таковым в табл. 2.

Fig. 8. Composition of native gold from rocks of various ages on Au–Ag–Cu and Au–Ag–Hg diagrams.

Grain numbers correspond to those in Table 2.

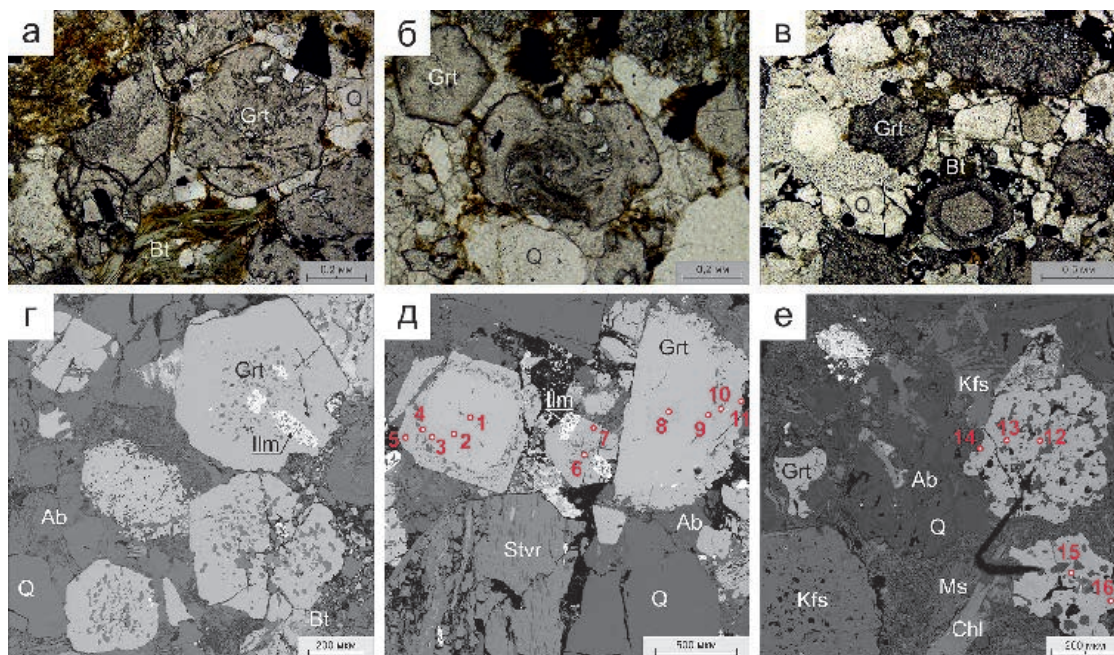


Рис. 9. Зерна граната из конгломератов таяокуяхинской свиты: а–в – проходящий свет; г–е – BSE-фото. д, е – состав приведен в табл. 3.

Fig. 9. Garnet grains from conglomerates of the Tayaokuyakha Formation: а–в – transmitted light; г–е – BSE-photo. д, е – the composition is given in Table 3.

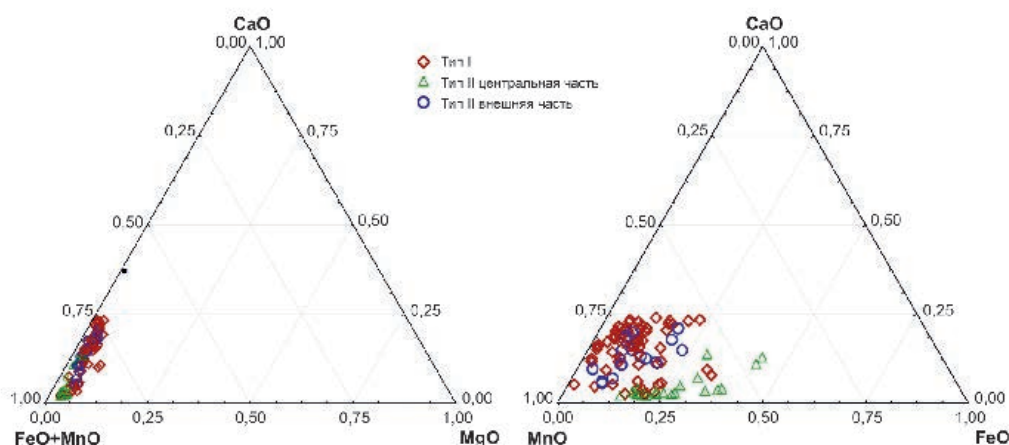


Рис. 10. Состав гранатов из конгломератов таяокуяхинской свиты (D_3tk).

Fig. 10. Composition of garnets from conglomerates of the Tayaokuyakha Formation (D_3tk).

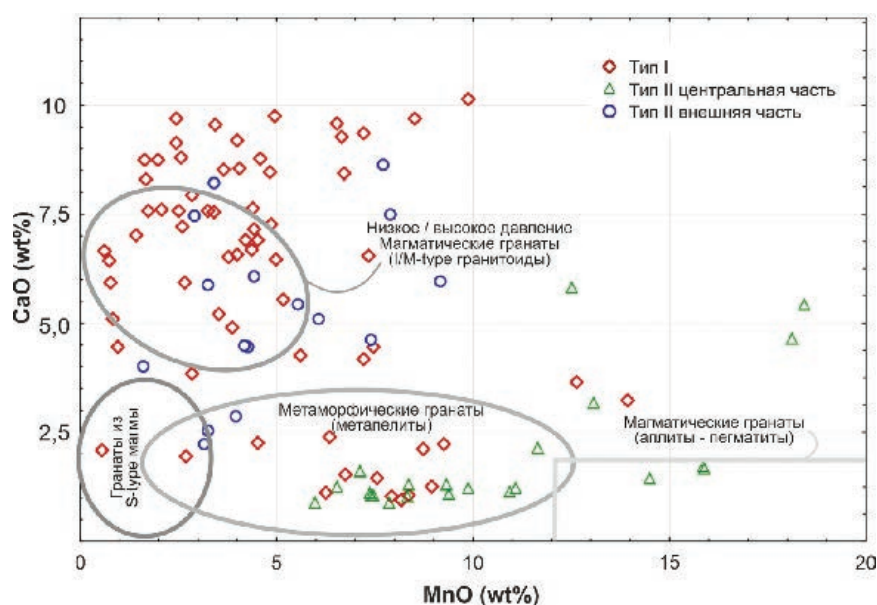


Рис. 11. Корреляция между содержанием MnO и CaO (мас. %) в гранатах из конгломератов таяокуяхинской свиты. Области состава гранатов из различных пород даны по (Samadi et al., 2014).

Fig. 11. MnO–CaO correlation (wt. %) in garnets from conglomerates of the Tayaokuyakha Formation. Areas of composition of garnets from various rocks are from (Samadi et al., 2014).

кристалла одновременно с его ростом и захватом матрикса в процессе метаморфизма (Половинкина, 1966). Единичные составы гранатов попадают в поля гранатов из аплитов-пегматитов и из гранитов S-типа, что также согласуется с историей геологического развития района. С процессами регионального метаморфизма связаны дайки гранитных пегматитов, выходящие на поверхность в юго-восточной оконечности кряжа Канин Камень (Гецен, 1975; Черемхина, 1996ф). Возраст даек гранитных пегматитов микулкинско-болванского гранитного комплекса (γV_2-C_1mb) по результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ да-

тирования мусковита составляет 536–544 млн лет (Соболева и др., 2022).

Большинство гранатов типа I и практически все каймы гранатов типа II сходны по составу и образуют общее поле на рис. 11, что позволяет предположить их одновременное образование и более молодой возраст по отношению к центральным частям гранатов типа II. Они близки по составу к гранатам из гранитоидов (рис. 11). Единственными магматическими породами на изучаемой территории, помимо жил гранитных пегматитов, являются долериты нехайтеяхинского комплекса метагэббро-

Таблица 3

Химический состав гранатов из конгломератов таяокуяхинской свиты (D₃tk) (мас. %)

Table 3

Chemical composition of garnets from conglomerates of the Tayaokuyakha Formation (D₃tk) (wt. %)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Тип-зона
1	36.27	0.11	20.5	24.13	15.86	1.34	1.73	0.28	0.00	100.22	II-ц
2	35.86	0.01	20.19	25.27	15.89	1.27	1.67	0.04	0.06	100.26	II-ц
3	36.24	0.08	20.53	26.39	14.49	1.01	1.45	0.00	0.03	100.22	II-ц
4	37.96	0.00	19.97	24.84	9.15	1.20	5.97	0.00	0.00	99.09	II-к
5	37.31	0.14	21.69	29.59	2.91	1.51	7.46	0.00	0.00	100.61	II-к
6	36.52	0.15	20.61	29.48	4.42	0.89	7.17	0.20	0.06	99.50	I
7	37.04	0.00	20.91	33.78	0.62	1.49	6.66	0.00	0.00	100.50	I
8	35.71	0.00	20.28	32.26	8.35	1.79	1.30	0.16	0.05	99.90	II-ц
9	35.99	0.01	20.83	35.46	5.97	1.16	0.89	0.01	0.06	100.38	II-ц
10	35.8	0.22	20.85	32.72	4.19	1.3	4.48	0.23	0.00	99.79	II-к
11	35.83	0.05	20.31	36.27	1.61	1.71	4.00	0.00	0.00	99.78	II-к
12	35.66	0.22	20.47	19.56	18.1	0.65	4.65	0.00	0.10	99.41	I
13	36.06	0.05	20.14	18.54	18.43	0.8	5.43	0.00	0.00	99.45	I
14	35.88	0.04	20.65	24.58	7.71	1.18	8.63	0.00	0.00	98.67	I
15	35.87	0.17	20.15	33.81	2.86	1.87	3.85	0.00	0.11	98.69	I
16	37.02	0.07	20.53	30.86	2.50	1.54	7.56	0.08	0.08	100.24	I

Эмпирические формулы:

1. {Fe²⁺_{1.46}Mn_{1.09}Ca_{0.15}Mg_{0.16}Na_{0.04}}_{2.90}[Al_{1.91}Fe³⁺_{0.18}Ti_{0.01}]_{2.10}(Si_{2.95}Al_{0.06})_{3.01}O₁₂
2. {Fe²⁺_{1.52}Mn_{1.10}Ca_{0.15}Mg_{0.16}Na_{0.01}}_{2.94}[Al_{1.87}Fe³⁺_{0.21}]_{2.08}(Si_{2.93}Al_{0.07})_{3.00}O₁₂
3. {Fe²⁺_{1.71}Mn_{1.00}Ca_{0.13}Mg_{0.12}}_{2.96}[Al_{1.94}Fe³⁺_{0.09}Ti_{0.01}]_{2.04}(Si_{2.96}Al_{0.04})_{3.0}O₁₂
4. {Fe²⁺_{1.69}Mn_{0.63}Ca_{0.52}Mg_{0.15}}_{2.99}[Al_{1.92}Si_{0.09}]_{2.01}(Si_{3.00})_{3.00}O₁₂
5. {Fe²⁺_{1.97}Mn_{0.20}Ca_{0.64}Mg_{0.18}}_{2.99}[Al_{2.01}Ti_{0.01}]_{2.02}(Si_{2.97}Al_{0.03})_{3.00}O₁₂
6. {Fe²⁺_{1.87}Mn_{0.30}Ca_{0.62}Mg_{0.11}Na_{0.03}}_{2.93}[Al_{1.93}Fe³⁺_{0.13}Ti_{0.01}]_{2.07}(Si_{2.96}Al_{0.04})_{3.00}O₁₂
7. {Fe²⁺_{2.18}Mn_{0.04}Ca_{0.57}Mg_{0.18}}_{2.97}[Al_{1.94}Fe³⁺_{0.09}]_{2.03}(Si_{2.97}Al_{0.03})_{3.00}O₁₂
8. {Fe²⁺_{1.96}Mn_{0.58}Ca_{0.11}Mg_{0.22}Na_{0.03}}_{2.90}[Al_{1.87}Fe³⁺_{0.25}]_{2.12}(Si_{2.91}Al_{0.09})_{3.00}O₁₂
9. {Fe²⁺_{2.31}Mn_{0.41}Ca_{0.08}Mg_{0.14}}_{2.94}[Al_{1.94}Fe³⁺_{0.12}]_{2.06}(Si_{2.94}Al_{0.06})_{3.00}O₁₂
10. {Fe²⁺_{2.01}Mn_{0.29}Ca_{0.39}Mg_{0.16}Na_{0.04}}_{2.89}[Al_{1.90}Fe³⁺_{0.21}Ti_{0.01}]_{2.12}(Si_{2.90}Al_{0.10})_{3.00}O₁₂
11. {Fe²⁺_{2.25}Mn_{0.11}Ca_{0.35}Mg_{0.21}}_{2.92}[Al_{1.86}Fe³⁺_{0.22}]_{2.08}(Si_{2.92}Al_{0.09})_{3.01}O₁₂
12. {Fe²⁺_{1.19}Mn_{1.26}Ca_{0.41}Mg_{0.08}}_{2.94}[Al_{1.90}Fe³⁺_{0.15}Ti_{0.01}]_{2.06}(Si_{2.92}Al_{0.08})_{3.00}O₁₂
13. {Fe²⁺_{1.10}Mn_{1.28}Ca_{0.48}Mg_{0.10}}_{2.96}[Al_{1.88}Fe³⁺_{0.17}]_{2.05}(Si_{2.95}Al_{0.06})_{3.01}O₁₂
14. {Fe²⁺_{1.50}Mn_{0.53}Ca_{0.75}Mg_{0.14}}_{2.92}[Al_{1.90}Fe³⁺_{0.18}]_{2.08}(Si_{2.92}Al_{0.08})_{3.0}O₁₂
15. {Fe²⁺_{2.19}Mn_{0.20}Ca_{0.34}Mg_{0.23}}_{2.96}[Al_{1.90}Fe³⁺_{0.13}Ti_{0.01}]_{2.04}(Si_{2.95}Al_{0.05})_{3.0}O₁₂
16. {Fe²⁺_{1.95}Mn_{0.17}Ca_{0.65}Mg_{0.18}Na_{0.01}}_{2.96}[Al_{1.91}Fe³⁺_{0.13}]_{2.04}(Si_{2.7}Al_{0.03})_{3.0}O₁₂

Примечание. Формулы гранатов рассчитаны с помощью программы MineralCalc v.1.1 (автор Е.В. Кориневский, <https://petroexplorer.ru/ru/mnu-pe-ru/st-mnu/mincalc-mnu-ru/57-mincalc-review-ru.html>).

Note. The formulas of garnet are calculated using Mineral Calc v.1.1 program (author E.V. Korinevsky, <https://petroexplorer.ru/ru/mnu-pe-ru/st-mnu/mincalc-mnu-ru/57-mincalc-review-ru.html>).

идов (mvβRF₃) и базальтоиды канино-тиманского долеритового комплекса (βD₃kt), с которыми генетически гранаты, скорее всего, не связаны. Таким образом, состав гранатов позволяет предполагать, что основными источниками материала для девонских базальных отложений послужили метаморфические сланцы рифея. Однако нельзя исключить также участие вещества разрушавшихся в девоне докембрийских гранитоидов, не выходящих на уровень эрозионного среза в настоящее время.

На основании морфологических особенностей зерен самородного золота из конгломератов позднего девона, минеральных включений в их краевых частях, а также отпечатков кристаллов на поверхностях зерен можно говорить о небольшой дальности источника сноса. Ранее на основании особенностей вещественного состава песчаников таяокуяхинской свиты было установлено существенное влияние метаморфизованных толщ табуевской серии на их формирование, а также указан

потенциальный источник выявленного в песчаных золотых – дайки долеритов, секущие породы рифейского возраста (Никулова, Павлова, 2021). В нашем случае, самородное золото из конгломератов характеризуется примесью Cu, что обычно связывается с основными и ультраосновными породами (Чудненко, Пальянова, 2014; Пальянова, 2020). Таким образом, по аналогии с Пай-Хоем, где позднедевонские долериты несут благороднометаллическую минерализацию (Шайбеков, 2013), можно предполагать, что материнскими породами для золота в конгломератах на п-ве Канин являлись метаморфизованные дайки долеритов нехайтеяхинского комплекса метагабброидов ($mv\beta RF_3$) или дайки долеритов канино-тиманского долеритового комплекса ($\beta D_3 kt$), прорывающие метаморфические породы рифея (Степаненко, 2016). Минеральные включения в золоте (кварц, альбит, ильменит, биотит и др.) указывают на широкий спектр коренных пород: это могли быть кварц-сульфидные гидротермальные жилы в подстилающих сланцах, тела гранитных пегматитов, дайки габбро-долеритов и др. Вследствие этого, сузить и спрогнозировать конкретный генетический тип первичного коренного источника только на основании состава золота и минеральных включений в нем не представляется возможным.

В последующее позднепалеозойско-мезозойское время в районе сохранялся мелководно-бассейновый платформенный режим, в ходе чего золотоносные отложения девона были захоронены под массой более молодых осадков, с образованием палеороссыпей девонского возраста (Горностай и др., 1984ф; Черемхина, 1996ф).

В позднекайнозойское (палеоген?-четвертичное) время перекрывающие осадки были частично эродированы, вплоть до разрушения девонских пород с их последующим переотложением и образованием обширного молассоидного неоген-четвертичного чехла, в котором отмечаются находки знаков самородного золота. На основании сходного состава его с составом самородного золота из девонских конгломератов, а также сходства минеральных включений можно предполагать единый тип первичного коренного источника. Пространственная близость россыпей разного возраста, а также более уплощенная и окатанная форма золотин (что говорит о более длительном переносе зерен), свидетельствуют о том, что палеороссыпь девонского возраста, скорее всего, является промежуточным коллектором для более молодых россыпей.

Заключение

Формирование палеороссыпи девонского возраста, относящейся к формации золотоносных конгломератов, происходило после длительного перерыва осадконакопления в юго-восточной части полуострова Канин. Золото в россыпи средне- и высокопробное, с примесью Ag, Hg и Cu, морфологические признаки золотин свидетельствуют о близком сносе. Состав гранатов из конгломератов, в которых обнаружено самородное золото, указывает на то, что подстилающие метаморфические сланцы рифея участвовали в петрофонде девонских отложений. Коренным источником самородного золота, вероятно, являются дайки основных пород поздне-рифейского или/и позднедевонского возраста, прорывающие метаморфизованные толщи рифея. Значимые современные россыпи могут формироваться в данном районе в процессе перемиыва палеороссыпей девонского возраста.

Авторы выражают благодарность редакции журнала и рецензенту А.А. Соболевой за ценные советы и замечания, которые позволили улучшить содержание статьи. Выражаем благодарность Канинской полевой партии, благодаря которой был отобран материал для статьи, а также С.Ю. Степанову за помощь в организации аналитических исследований.

Работа выполнена за счет госбюджетных средств темы № 122040600006-1.

Литература

- Безносков П.А., Снигиревский С.М., Сивкова А.П., Павлова М.А., Зархидзе Д.В. (2019) Осадочный комплекс девонских отложений восточной части полуострова Канин / Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. Региональная геология, тектоника, геодинамика, петрология и геохронология. Стратиграфия и палеонтология. Литология. Сыктывкар, с. 135–137.
- Гецен В.Г. (1975) Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л., Наука, 144 с.
- Горностай Б.А., Румянцев Т.А., Лесков П.В. и др. (1984ф) Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50 000 и поисках, проведенных на территории листов R-38-111Г, 123Б, 124 АБВГ, 125 АВГ, 126 ВвГ, ГвГ, 137Аб, Баб, 138Аб, Гб, 139АБ, ВаБ, ГабГ, 140АвГ, БвГ, ВГ, 141 Вг, 142 ВQ-38-8Баб, 9АБГ, 10 АВ на п-ове Канин. Нарьян-Мар, 1571 с.
- Зархидзе Д.В., Богатырев Л.И., Цыбульская А.Е., Павлова М.А. (2019) Зона межформационного контакта

рифей и позднего девона на крыльях Канинского антиклинария / Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Т. II. *Региональная геология, тектоника, геодинамика, петрология и геохронология. Стратиграфия и палеонтология. Литология*. Сыктывкар, с. 29–32.

Кочетков О.С., Алексеев Н.В. (1986ф–1988ф) Составление прогнозно-металлогенической карты Тимана и п-ова Канин м-ба 1:200000. Архангельск-Ухта, 422 с.

Никулова Н.Ю., Павлова М.А. (2021) Особенности вещественного состава песчаников таяокуяхинской свиты верхнего девона на юго-восточном склоне кряжа Канин Камень (полуостров Канин). *Вестник геонаук*, 1(313), 21–29.

Оловянишников В.Г. (2004) Геологическое развитие полуострова Канин и Северного Тимана. Сыктывкар, 80 с.

Павлова М.А., Зархидзе Д.В., Богатырев Л.И., Цыбульская А.Е. (2018) Межформационный контакт рифейских и верхнедевонских образований полуострова Канин. *Мат. 27-ой научн. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН*. Сыктывкар, с. 166–171.

Пальянова Г.А. (2020) Минералы золота и серебра в сульфидных рудах. *Геология рудных месторождений*, 62(5), 426–449.

Пачуковский В.М. (1968ф) Материалы к геологической карте СССР м-ба 1:200 000. Геологическое строение территории листов R-38-XXXIV, XXXV, Q-38-IV, V. Отчет о производстве геолого-поисково-съемочных работ Канинской ГПСР на территории листов R-38-XXXIV, XXXV, Q-38-IV, V в 1965–67 гг. Ухта, 420 с.

Петровская Н.В. (1973) Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М., ИГЕМ РАН, 345 с.

Половинкина Ю.И. (1966) Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Часть вторая. Том II. Метаморфические породы. М., Недра, 270 с.

Розанов В.И. (1989ф) Отчет о проведении геологического дешифрирования материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения геологической природы отдешифрованных объектов и их поискового значения, и составления геолого-минерагенической карты масштаба 1:200 000 Северного Тимана и п-ва Канин на благородные металлы (листы R-38-XXXII-XXXV, Q-38-III-VI, Q-38-XII, Q-39-I, II, VII, VIII), 1985–1989 гг. в 4-х книгах. М.

Соболев Н.В. (1964) Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 216 с.

Соболева А.А., Андреичев В.Л., Травин А.В. (2022) Гранитные пегматиты п-ова Канин: первые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения-2022)*. Сыктывкар, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, с. 72–73.

Степаненко В.И. (2016) Канино-Тимано-Печорская провинция позднедевонского внутриплитного магматизма (положения и размеры). *Доклады РАН*, 467(5), 572–575.

Черемхина Г.М. (1996ф) Геологическое строение и полезные ископаемые полуострова Канин. Отчет Несской геологосъемочной партии о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения ранее заснятых площадей м-ба 1 : 200 000, проведенных в 1988–1996 гг. на п-ве Канин. Листы R-38-XXXII, XXXIII, XXXIV, XXXV; Q-38-II, III, IV, V, VIII, IX, XV, XVI. Новодвинск, 428 с.

Чудненко К.В., Пальянова Г.А. (2014) Термодинамические свойства твердых растворов в системе Ag–Au–Cu. *Геология и геофизика*, 55(3), 449–463.

Шайбеков Р.И. (2013) Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 108 с.

Jiang X., Chen X., Zheng Y., Gao S., Zhang Z., Zhang Y., Zhang S. (2020) Decoding the oxygen fugacity of ore-forming fluids from garnet chemistry, the Longgen skarn Pb-Zn deposit, Tibet. *Ore Geology Reviews*, 126, 103770.

Konrad-Schmolke M., O'Brien P.J., de Capitani C., Carswell D.A. (2008) Garnet growth at high-and ultra-high pressure conditions and the effect of element fractionation on mineral modes and composition. *Lithos*, 103, 309–332.

Samadi R., Miller N.R., Mirnejad H., Harris C., Kawabata H., Shirdashtzadeh N. (2014) Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos*, 208–209, 378–392.

Tian Z.D., Leng C.B., Zhang X.C., Zafar T., Zhang L.J., Hong W., Lai C.K. (2019) Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, 112, 103016.

References

Beznosov P.A., Snigirevsky S.M., Sivkova A.P., Pavlova M.A., Zarkhidze D.V. (2019) [Devonian sedimentary complex of the eastern part of the Kanin Peninsula]. In: *Geologiya i mineral'nye resursy Evropejskogo Severo-Vostoka Rossii. T. II. Regional'naya geologiya, tektonika, geodinamika, petrologiya i geohronologiya. Stratigrafiya i paleontologiya. Litologiya* [Geology and Mineral Resources of the European Northeast of Russia. Vol. II. Regional Geology, Tectonics, Geodynamics, Petrology and Geochronology. Stratigraphy and Paleontology. Lithology]. Syktyvkar, 135–137. (in Russian)

Cheremkhina G.M. (1996) [Geological structure and mineral deposits of the Kanin Peninsula. Unpublished report of the Nes Geological Survey Party on results of group geological survey and geological re-study of previously

mapped areas at a scale of 1:200 000 conducted in 1988–1996 at the Kanin peninsula. Sheets R-38-XXXII, XXXIII, XXXIV, XXXV; Q38-II, III, IV, V, VIII, IX, XV, XVI]. Novodvinsk, 428 p. (in Russian)

Chudnenko K.V., Palyanova G.A. (2014) Thermodynamic properties of solid solutions in the Ag–Au–Cu system. *Russian Geology and Geophysics*, **55**(3), 349–360.

Getsen V.G. (1975) [Structure of the basement of North Timan and Kanin Peninsula]. Leningrad, Nauka, 144 p. (in Russian)

Gornostay B.A., Rumyantseva T.A., Leskov P.V. et al. (1984) [Unpublished report on group geological survey on a scale of 1:50 000 and searching works at the territory of sheets R-38-111G, 123B, 124 ABVG, 125 AUG, 126 Vvg, Gvg, 137Ab, Bab, 138Ab, 139AB, Vab, Gabg, 140Avg, Bvg, VG, 141 Vg, 142 VQ-38-8Bab, 9ABG, 10 AB of the Kanin Peninsula]. Nar'yan-Mar, 1571 p. (in Russian)

Jiang X., Chen X., Zheng Y., Gao S., Zhang Z., Zhang Y., Zhang S. (2020) Decoding the oxygen fugacity of ore-forming fluids from garnet chemistry, the Longgen skarn Pb-Zn deposit, Tibet. *Ore Geology Reviews*, **126**, 103770.

Konrad-Schmolke M., O'Brien P.J., de Capitani C., Carswell D.A. (2008) Garnet growth at high-and ultra-high pressure conditions and the effect of element fractionation on mineral modes and composition. *Lithos*, **103**, 309–332.

Kochetkov O.S., Alekseev N.V. (1986–1988) [Unpublished report. Compilation of the forecast-metallogenic map of Timan and Kanin Peninsula on a scale of 1 : 200 000]. Arkhangelsk-Ukhta, 422 p. (in Russian)

Nikulova N.Yu., Pavlova M.A. (2021) [Specific features of sandstones of the Upper Devonian Tayokuyakha Formation of the southeastern slope of the Kanin Kamen Range (Kanin Peninsula)]. *Vestnik geonauk [Vestnik of Geosciences]*, 1(313), 21–29. (in Russian)

Olovyanishnikov V.G. (2004) [Geological evolution of the Kanin Peninsula and North Timan]. Syktyvkar, 80 p. (in Russian)

Pachukovsky V.M. (1968) [Materials for the geological map of the USSR on a scale of 1:200 000. Geological structure of the territory of sheets R-38-XXXIV, XXXV, Q-38-IV, V. Unpublished report on geological prospects and survey works of the Kanin GPSP at the territory of sheets R-38-XXXIV, XXXV, Q-38-IV, V in 1965–67]. Ukhta, 420 p. (in Russian)

Palyanova G.A. (2020) [Gold and silver minerals in sulfide ore]. *Geology of Ore Deposits*, **62**(5), 383–406.

Pavlova M.A., Zarkhidze D.V., Bogatyrev L.I., Cybul'skaya A.E. (2018) [Interformational contact of the Riphean and Upper Devonian formations of the Kanin Peninsula]. *Materialy 27 nauchnoy konferentsii Instituta geologii Komi NTs UrO RAN [Proceedings of the 27th Scientific Conference of the Institute of Geology, Komi Scientific Center of Ural Branch of Russian Academy of Sciences]*. Syktyvkar, 166–171. (in Russian)

Petrovskaya N.V. (1973) [Native gold. General characteristics, typomorphism, problems of genesis]. Moscow, IGEM RAN, 345 p. (in Russian)

Polovinkina Yu.I. (1966) [Textures and structures of igneous and metamorphic rocks. Part Two. Volume II. Metamorphic rocks]. Moscow, Nedra, 270 p. (in Russian)

Rozanov V.I. (1989) [Unpublished report on geological decoding of materials of aerial and space survey with ground-based verification works in order to clarify the geological nature of the deciphered objects and their search value, and to compile a geological and mineragenic map of the 1:200 000 scale of the North Timan and Kanin Peninsula for precious metals (sheets R-38-XXXII-XXXV, Q-38-III-VI, Q-38-XII, Q-39-I, II, VII, VIII), 1985–1989 in 4 books]. Moscow. (in Russian)

Sobolev N.V. (1964) [Paragenetic types of garnets]. Moscow, Nauka, 216 p. (in Russian)

Soboleva A.A., Andreichev V.L., Travin A.V. (2022) [Granite pegmatites of the Kanin Peninsula: first results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating]. *Sovremennye problemy teoreticheskoy, eksperimental'noy i prikladnoy mineralogii (Yushkinskie chteniya-2022) [Current Problems of Theoretical, Experimental and Applied Mineralogy (Yushkin Readings-2022)]*. Syktyvkar, IG FITs Komi NTs UrO RAN, 72–73. (in Russian)

Samadi R., Miller N.R., Mirnejad H., Harris C., Kawabata H., Shirdashtzadeh N. (2014) Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad in northeastern Iran: A major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos*, **208–209**, 378–392.

Stepanenko V.I. (2016) [The Kanin-Timan-Pechora province of Late Devonian intraplate magmatism (positions and sizes)]. *Doklady Earth Sciences*, **467**, 337–340.

Shaybekov R.I. (2013) [Platinum-sulfide mineralization in Pai-Khoi gabbrodolerites]. Syktyvkar, Komi NTs UrO RAN, 108 p. (in Russian)

Tian Z.D., Leng C.B., Zhang X.C., Zafar T., Zhang L.J., Hong W., Lai C.K. (2019) Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China. *Ore Geology Reviews*, **112**, 103016.

Zarkhidze D.V., Bogatyrev L.I., Cybul'skaya A.E., Pavlova M.A. (2019) [Riphean-Late Devonian interformational contact zone on the wings of the Kanin Anticlinorium]. In: *Geologiya i mineral'nye resursy Evropejskogo Severo-Vostoka Rossii. T. II. Regional'naya geologiya, tektonika, geodinamika, petrologiya i geohronologiya. Stratigrafiya i paleontologiya. Litologiya [Geology and Mineral Resources of the European Northeast of Russia. Vol. II. Regional Geology, Tectonics, Geodynamics, Petrology and Geochronology. Stratigraphy and Paleontology. Lithology]*. Syktyvkar, 29–32. (in Russian)

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 8 № 4 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 27.12.2022. Дата выхода в свет:

Формат 60 × 80%. Печать офсетная. Усл. печ. л. 6.8. Уч.-изд. л. 6.9. 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. 4

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 27.12.2022.

Format 60 × 80¹/₈. Offset printing. Printed sheets 6.8. 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

Для заметок