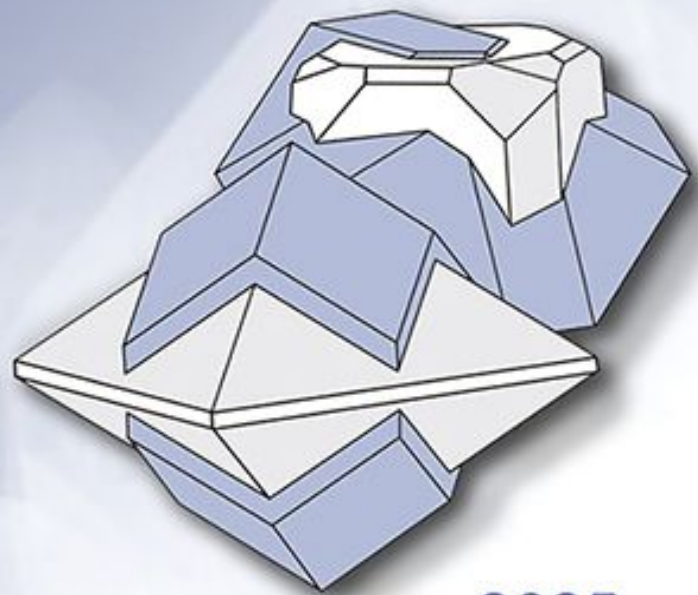


ISSN 2313-545X (print)
ISSN 2782-2044 (online)

МИНЕРАЛОГИЯ

MINERALOGY

Том 11 № 1



2025

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

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

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 11 № 1 2025 г. Март

Основан в 2014 г.
Выходит 4 раза в год

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

MINERALOGY

Volume 11 No 1 2025 March
Founded 2014
Issued 4 times a year

МИНЕРАЛОГИЯ, 2025. Том 11. № 1

Международный научный рецензируемый журнал открытого доступа. 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 «Минералогия» охватывает широкий спектр направлений минералогии, включая глобальную и региональную минералогия и минерагению, минералогия полезных ископаемых, технологическую минералогия, онтогению минералов и топоминералогия, эко- и биоминералогия и археологическую минералогия. Главной особенностью журнала является тесная связь результатов минералогических исследований с приоритетным направлением развития науки в РФ: «Рациональное природопользование».

Главный редактор:

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

Зам. главного редактора:

Е.В. Белогуб, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс, Россия

Редакционная коллегия:

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, РГПУ им. А.И. Герцена (г. Санкт-Петербург, Россия); С.Л. Вотяков, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия); В.Г. Кривовичев, СПбГУ (г. Санкт-Петербург, Россия); Е.П. Макагонов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); И.Ю. Мелекестева, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); В.В. Мурзин, ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург, Россия); П. Нимис, Университет г. Падуи (г. Падуа, Италия); Л.А. Паутов, Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН (г. Москва, Россия); И.В. Пеков, МГУ (г. Москва, Россия); Э.В. Сокол, ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, Россия); С.Ю. Степанов, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); С.Г. Тесалина, Куртин Университет (г. Перт, Австралия); Р. Херрингтон, Музей естественной истории (г. Лондон, Великобритания); В.Н. Удачин, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс, Россия); М.А. Юдовская, ИГЕМ РАН (г. Москва, Россия), Университет Витватерсранда (г. Йоханнесбург, ЮАР).

Адрес издателя и редакции: Россия 456317, г. Миасс, Челябинская обл., тер. Ильменский заповедник, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН
Тел.: +7(3513)29-80-98

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

© ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН

© Авторы статей

MINERALOGY 2025. VOL. 11. NO. 1

International scientific peer-reviewed open-access journal. Issued 4 times per year. Founded in 2014.

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

Mineralogy covers a wide spectrum of the mineralogical sciences including global and regional mineralogy and minerageny, mineralogy of mineral deposits, technological mineralogy, ontogenesis of minerals and topomineralogy, eco- and biomineralogy, and archaeological mineralogy. The main feature of the Journal is the close relationship of the results of mineralogical studies with the priority area for the development of science in the Russian Federation: "Rational environmental management".

Editor-in-Chief:

Valery Maslennikov, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Co-Editor:

Elena Belogub, SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia

Editorial Board:

Askhab Askhabov (Institute of Geology KSC RAS, Syktyvkar, Russia); Aleksey Brusnitsyn (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia); Irina Galuskina (University of Silesia, Sosnowiec, Poland); Richard Herrington (Natural History Museum, London, UK); Vladimir Krivovichev (St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia); Evgeny Makagonov (Ilmeny State Reserve SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Irina Melekesteva (SU FRC MG 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); Ellina Sokol (Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk); Sergey Stepanov (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Svetlana Tessalina (Curtin University, Perth, Australia); Valery Udachin (SU FRC MG UB RAS, Miass, Russia); Yury Voytekhovskiy (Russian State Pedagogical 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: Ilmeny State Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456137 Russia, SU FRC MG UB RAS

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

11(1), 2025

МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ РОССЫПИ РЕКИ БОЛЬШОЙ САП (СРЕДНИЙ УРАЛ) <i>В.В. Мурзин, К.Н. Малич, А.Ю. Кисин</i>	5
МИНЕРАЛЫ Co и Ni В РУДАХ МИХЕЕВСКОГО Cu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) <i>О.Ю. Плотинская, Е.В. Ковальчук</i>	17
ВИСМУТОВЫЕ МИНЕРАЛЫ НАЗАРОВСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) <i>Ю.А. Рыжкова, К.А. Новоселов, М.А. Рассомахин, Е.А. Рожкова</i>	28
ОСОБЕННОСТИ УНИКАЛЬНОЙ ВЫСОКО-Y-NRREE-F ПЕГМАТИТОВОЙ СИСТЕМЫ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИИ ЦИРКОНА (ПЛОСКОГОРСКОЕ АМАЗОНИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ) <i>Д.Р. Зозуля, С.Г. Скублов, Е.В. Левашова, Л.М. Лялина</i>	43

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

ПОЗДНЕДЕВОНСКАЯ ВЕРХНЕУРАЛЬСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ (ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА, ЮЖНЫЙ УРАЛ): ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, РУДОНОСНОСТЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ <i>Т.Н. Сурин</i>	64
---	----

CONTENTS

11(1), 2025

MINERALOGY OF ORE DEPOSITS

- SECONDARY PLATINUM-GROUP MINERALS FROM A PLACER OF THE BOLSHOY
SAP RIVER (CENTRAL URALS)
V.V. Murzin, K.N. Malitch, A.Yu. Kisin..... 5
- Co AND Ni MINERALS IN ORES OF THE MIKHEEVSKOE PORPHYRY
Cu DEPOSIT (SOUTH URALS)
O.Yu. Plotinskaya, E.V. Kovalchuk 17
- BISMUTH MINERALS OF THE NAZAROVSKOE GOLD POLYMETALLIC DEPOSIT
(WESTERN TRANSBAIKALIA)
Yu.A. Ryzhkova, K.A. Novoselov, M.A. Rassomakhin, E.A. Rozhkova 28
- CHARACTERISTICS OF THE UNIQUE Y-HREE-F-RICH PEGMATITE SYSTEM REVEALED
BY ZIRCON GEOCHEMISTRY: A CASE STUDY FROM MT. PLOSKAYA AMAZONITE DEPOSIT,
KOLA PENINSULA
D.R. Zozulya, S.G. Skublov, E.V. Levashova, L.M. Lyalina 43

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF IGNEOUS COMPLEXES

- LATE DEVONIAN VERKHNEURALSJK VOLCANIC-PLUTONIC ASSOCIATION
(EAST MAGNITOGORSK PALEOISLAND ARC, SOUTH URALS): AGE, PETROLOGY,
GEOCHEMISTRY, ORE POTENTIAL AND GEODYNAMIC SETTING)
T. N. Surin 64



УДК 552.18

<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-1-1>

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ РОССЫПИ РЕКИ БОЛЬШОЙ САП (СРЕДНИЙ УРАЛ)

В.В. Мурзин, К.Н. Малич, А.Ю. Кисин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, ул. Ак. Вонсовского 15,
г. Екатеринбург, 620110 Россия; murzin@igg.uran.ru*

Статья поступила в редакцию 22.11.2024 г., после доработки 09.12.2024 г., принята к печати 22.01.2025 г.

Аннотация. Объектом настоящего исследования стали зерна минералов платиновой группы (МПГ) из концентрата, полученного при отработке техногенной золотоносной россыпи вблизи Первомайского дунит-гарцбургитового массива на Среднем Урале. Строение и химический состав зерен изучен методами сканирующей электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа. На зернах первичных самородных минералов системы Ru-Os-Ir развиты концентрически-зональные каймы вторичных МПГ двух типов: 1) «коррозионные», замещающие первичные МПГ и 2) наложенные, образованные после «коррозионных». «Коррозионные» МПГ слагают участки тонкозернистых или укрупненных агрегатов субграфического (симплектитового) строения и представлены твердыми растворами серии руарсит-осарсит-ирарсит (RuAsS-OsAsS-IrAsS), As-содержащим лауритом (Ru(S,As)_2) (развиты по самородному рутению), As-содержащим эрликманитом (Os(S,As)_2), ирарситом IrAsS (развиты по рутениридосмину), Fe-содержащим иридием (Ir,Os,Fe), толовкитом (IrSbS) и ирарситом (IrAsS) (развиты по иридию). Агрегаты наложенных МПГ имеют массивное строение и формируют внешнюю кайму на зернах первичных МПГ, отлагаясь на них. Наложённые МПГ представлены Fe-содержащим иридием (Ir,Os,Fe) и осмием (Os,Ir,Fe), Ir-Ni-Fe сплавами, в том числе, гарутиитом (Ni, Fe, Ir), Rh-содержащими толовкитом и ирарситом и Ru-содержащим кобальтпентландитом ($(\text{Ni,Co,Ru})_5\text{S}_8$). Предполагается, что «коррозионные» и наложенные вторичные МПГ образованы в условиях декомпрессии, падения всестороннего давления и смены восстановительного режима на окислительный при выдвигении тел гипербазитов к поверхности. Образование самородных вторичных МПГ обусловлено пониженными температурами и восстановительным режимом флюида. Арсениды, сульфоарсениды, стибниды и сульфиды элементов платиновой группы образованы в условиях повышенных значений фугитивности S, As и Sb и смены восстановительных условий на окислительные в верхних частях коры.

Ключевые слова: первичные и вторичные минералы платиновой группы, россыпи, условия образования, серпентинизация, офиолиты, Первомайский массив, Средний Урал.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГТ УрО РАН (№ госрегистрации 122022600107-1).

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с рукописью.

Вклад авторов. В.В. Мурзин, К.Н. Малич – разработка концепции, исследование; А.Ю. Кисин – исследование, визуализация; В.В. Мурзин – написание черновика рукописи; К.Н. Малич, А.Ю. Кисин – редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Мурзин В.В., Малич К.Н., Кисин А.Ю. Вторичные минералы платиновой группы россыпи реки Большой Сап (Средний Урал). Минералогия, 2025, 11(1), 5–16. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-1.

SECONDARY PLATINUM-GROUP MINERALS FROM A PLACER OF THE BOLSHOY SAP RIVER (CENTRAL URALS)

V.V. Murzin, K.N. Malitch, A.Yu. Kisin

Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, ul. Akademika Vonsovskogo 15, Yekaterinburg, 620110 Russia; murzin@igg.uran.ru

Received 22.11.2024, revised 09.12.2024, accepted 22.01.2025

Abstract. The object of the present study includes grains of platinum-group minerals (PGMs) from a concentrate, which was obtained during mining of a technogenic gold placer near the Pervomaisky dunitite-harzburgite massif (Central Urals). The inner structure and chemical composition of grains were studied using scanning electron microscopy and electron microprobe analysis. Grains of primary Ru-Os-Ir minerals are overgrown by concentric-zonal rims of secondary PGMs of two types: 1) “corrosive” PGMs, which replace the primary PGMs, and 2) overprinted PGMs, which formed after “corrosive” PGMs. The “corrosive” PGMs comprise areas of fine- or coarse-grained aggregates of subgraphic (symplectite) structure and include solid solutions of the ruarsite-osarsite-irarsite series (RuAsS-OsAsS-IrAsS) and As-bearing laurite (Ru(S,As)₂) after native ruthenium, As-bearing erlichmanite (Os(S,As)₂) and irarsite (IrAsS) after rutheniridosmine and Fe-bearing iridium (Ir,Os,Fe), tolovkite (IrSbS) and irarsite (IrAsS) after native iridium. Aggregates of overprinted PGMs have monolithic structure and form an outer rim on the grains of primary PGMs. The overprinted PGMs include Fe-bearing native iridium (Ir,Os,Fe) and osmium (Os,Ir,Fe), Ir-Ni-Fe alloys, including garutiite (Ni,Fe,Ir), Rh-bearing tolovkite and irarsite, and Ru-bearing cobaltpentlandite ((Ni,Co,Ru)₉S₈). It is suggested that secondary “corrosive” and overprinted PGMs formed under conditions of decompression, pressure drop and change from reducing to oxidative regime, when ultramafic bodies moved toward the surface. The formation of secondary native PGMs was caused by low temperatures and reducing fluid regime. Arsenides, sulfoarsenides, stibnides and sulfides of platinum group elements formed under conditions of increased fugacity of S, As and Sb and due to the change from reducing to oxidizing conditions in the upper parts of the crust.

Keywords: primary and secondary platinum-group minerals, placers, formation conditions, serpentinization, ophiolites, Pervomaisky massif, Central Urals.

Funding. This study was supported by state contract of the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS (№ 122022600107-1).

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. V.V. Murzin, K.N. Malitch – conceptualization, investigation; A.Yu. Kisin – investigation, visualization; V.V. Murzin – writing original draft; K.N. Malitch, A.Yu. Kisin – writing – review & editing. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Murzin V.V., Malitch K.N., Kisin A.Yu. Secondary platinum-group minerals from a placer of the Bolshoy Sap river (Central Urals). *Mineralogy*, 11(1), 5–16. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-1

ВВЕДЕНИЕ

Среди многочисленных минералов платиновой группы (МПГ), выявленных в массивах офиолитовых гипербазитов и связанных с ними россыпях, обычно выделяются их первичные и вторичные ассоциации (парагенезисы) (Kisileva et al., 2019; Cabri et al., 2022; Airiyants et al., 2022;). Наиболее отчетливо взаимоотношения этих минералов проявлены в крупных зернах МПГ, которые концентрируются в россыпях. К первичным минералам обычно относят Os-Ir-Ru и Pt-Fe сплавы, а также сульфиды ряда лаурит-эрликманит. Вторичные минералы представлены их последующими генерациями, а также многочисленными сульфидами, арсенидами, анти-

монидами и теллуридами ЭПГ, в составе которых часто присутствуют Cu, Fe, Ni и другие элементы (Cabri et al., 2022). Среди вторичных минералов ранее мы предложили выделять «коррозионные» (псевдоморфные), которые замещают зерна первичных МПГ, и наложенные (новообразованные), обрастающие зерна первичных МПГ, в том числе с замещающими их «коррозионными» минералами (Мурзин и др., 1999).

Объектом настоящего исследования явился концентрат, полученный при отработке техногенной россыпи р. Большой Сап вблизи с. Аятское (координаты россыпи: 57°25'30.55" с. ш., 60°39'18.81" в. д.) на Среднем Урале. Цепочка долинных аллювиальных россыпей по р. Большой Сап прослежи-

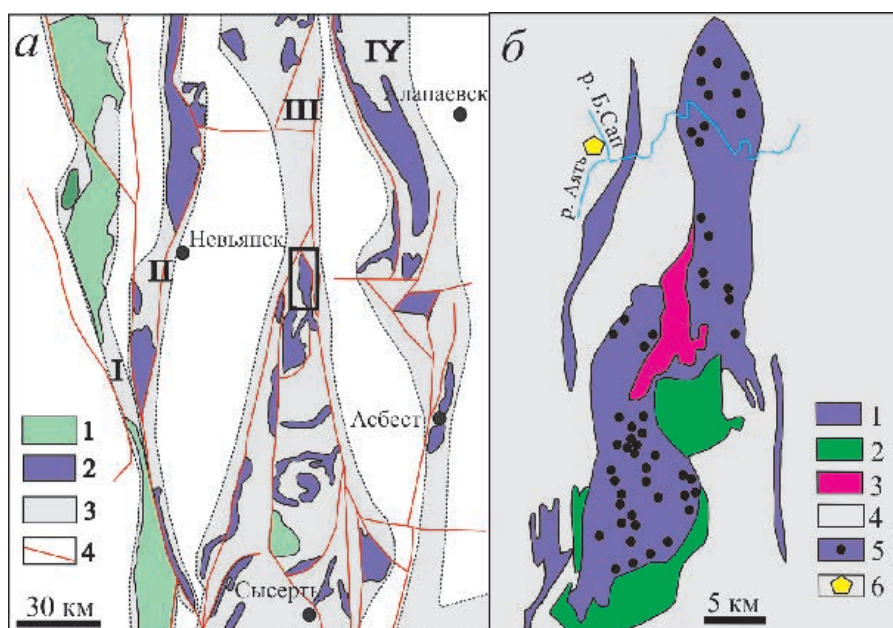


Рис. 1. Прогнозно-металлогеническая карта платиноносных формаций (Золоев и др., 2001) с положением Первомайского массива (прямоугольник) (а) и геологическая схема Первомайского массива (Чашухин и др., 2004) (б).

Рис. 1а: 1 – дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация Платиноносного пояса; 2 – офиолитовая дунит-гарцбургитовая ассоциация; 3 – платиноносные зоны: I – Платиноносного пояса Урала; II – Серовско-Невьянская; III – Салдинско-Сысертская; IV – Алапаевская; 4 – тектонические нарушения.

Рис. 1б: 1 – породы дунит-гарцбургитового комплекса и серпентиниты; 2 – габброиды; 3 – гранитоиды; 4 – вулканогенно-осадочные породы окружения массива; 5 – хромитопоявления; 6 – положение россыпи р. Большой Сап.

Fig. 1. Forecasting metallogenic map of Pt-bearing complexes (Zoloev et al., 2001) with location of the Pervomaisk massif (rectangle) (a) and geological scheme of the Pervomaisk massif (Chashchukhin et al., 2004) (b).

Fig. 1a: 1 – dunite-clinopyroxenite-gabbro association of the Urals platinum belt; 2 – ophiolite dunite-harzburgite association; 3 – Pt-bearing zones: I – Urals platinum belt; II – Serov-Nevyansk; III – Salda-Sysert; IV – Alapaevsk; 4 – faults.

Fig. 1b: 1 – rocks of the dunite-harzburgite complex and serpentinites; 2 – gabbroids; 3 – granitoids; 4 – volcanosedimentary rocks surrounding the massif; 5 – chromite occurrences; 6 – location of placer deposits of the Bolshoy Sap River.

вается от ее истоков до впадения в р. Аят на протяжении 20 км. Отработанный золотоносный пласт сложен песчано-глинистой массой с галькой и валунами порфириров и золотоносного кварца. Изученный концентрат представлен магнетитом, кварцем, хромшпинелидом, ильменитом, самородным золотом и редкими зернами МПГ, циркона, рутила, лейкоксена, киновари. Коренные источники МПГ мы связываем с Первомайским гипербазитовым массивом, располагающимся в Салдинско-Сысертской платиноносной зоне (рис. 1а).

Среди МПГ в концентрате присутствуют зерна самородных металлов системы Os-Ir-Ru (осмий, иридий, рутений, рутениридосмин) и Pt-Fe сплавов, близких по составу к изоферроплатине, а также сульфидов ряда лаурит-эрликманит, отнесенных нами к первичным МПГ. На значительной части зерен первичных самородных Os-Ir-Ru сплавов присутствуют каймы, сложенные вторичными МПГ. Выявлению строения этих оболочек, их минераль-

ного состава, а также изучению химического состава вторичных минералов посвящена данная статья.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Река Большой Сап вместе с долинными россыпями располагается в западном обрамлении северной части Первомайского массива, дренируя вмещающие вулканогенно-осадочные породы, в которых заключены многочисленные мелкие линзовидные тела серпентинитов (рис. 1б).

По данным И.С. Чашухина с соавторами (2004) Первомайский массив сложен апогарцбургитовыми антигоритовыми и хризотил-лизардитовыми серпентинитами, залегающими в вулканогенно-осадочных породах среднепалеозойского возраста (рис. 1б). В северной части массива среди апогарцбургитовых серпентинитов развиты дуни-

ты и аподунитовые серпентиниты, которые образуют субмеридионально вытянутые линзовидные тела протяженностью до 3 км. С юга гипербазиты окружены почти непрерывной полосой габброидов, отделенных от гарцбургитов породами дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса. В центральную часть массива внедрено тело гранитоидов протяженностью около 15 км, содержащее ксенолиты серпентинитов, которое разделяет поле ультрамафитов на две части: северо-восточную и юго-западную. В массиве известно большое количество небольших месторождений хрома, концентрирующихся в Северном, Центральном и Южном рудных полях (Чашухин и др., 2004).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования химического состава платиноидной минерализации использован комплекс методов, включающий сканирующую электронную микроскопию (JEOL-JSM6390LV) и рентгеноспектральный микроанализ (Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия). Количественный анализ проведен с использованием следующих рентгеновских спектральных линий и стандартных образцов: *OsMa*, *IrLa*, *RuLa*, *RhLa*, *PtLa*, *PdLβ*, *NiKa* (все чистые металлы), *FeKa*, *CuKa*, *SKa* (халькопирит), *AsLa* (сплав InAs); учтено наложение спектральных линий (*RuLa* на *AsLa*; *RuLβ* на *RhLa*; *IrLa* на *CuKa*). Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока пучка электронов – 20 нА, длительность измерения интенсивности на пике – 10 с, на фоне – по 5 с, диаметр точки анализа – 2 мкм.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вторичные МПГ россыпи р. Большой Сап наиболее широко проявлены в зернах иридия, в меньшей степени, рутения и рутениридосмина и отсутствуют в первичных Pt-Fe сплавах и Os-Ir-Ru сульфидах. В большинстве зерен вторичные минералы слагают каймы мощностью до 50 мкм на зернах первичных минералов, замещая или обрастая их. Мелкие зерна первичных МПГ часто замещаются вторичными. Оболочки вторичных МПГ на зернах первичных Os-Ir-Ru сплавов полиминеральные (табл. 1) и, как правило, зональные (рис. 2–4). Химический состав вторичных минералов приведен в табл. 2.

На зернах рутения образуются зональные корки радиально-лучистого строения, сложенные «коррозионными» As-содержащим лауритом и (Ni,Co)-содержащим твердым раствором руарсит-осарсит-ирарсита ($RuAsS-OsAsS-IrAsS$) (рис. 2а). В зернах рутения и рутениридосмина вторичные МПГ представлены As-содержащим эрликманитом и ирарситом, корродирующими поверхность зерен или развивающимися внутри них в виде ветвящихся микропрожилков (рис. 2б).

Наиболее разнообразны зональность и минеральный состав вторичных МПГ в зернах иридия (рис. 2в). В общем виде в этих зернах выделяются несколько зон: а) зона тонкозернистой смеси (участками субграфической) самородных, сульфидных и сульфоарсенидных фаз, замещающих первичные сплавы и отнесенных нами к «коррозионным» МПГ; б) зона минералов укрупненного субграфического (симплектитового) агрегата и в) внешняя зона массивного строения. Минералы двух последних зон отнесены нами к наложенным (табл. 2).

Зона тонкой пористой «коррозионной» субграфической смеси сложена ламеллями Fe-содержащего иридия и в меньшем количестве сульфида Ir, Ni, Fe и Cu, предположительно, куваевита ($Ir_5Ni_{10}S_{16}$) (Барков и др., 2022) в матрице ирарсита $IrAsS$ (рис. 2г) или толовкита $IrSbS$ (рис. 3). Субмикронный размер минералов в зоне тонкой субграфической смеси не позволяет выполнить количественные анализы их состава, однако по распределению элементов на картах концентраций (рис. 3) видно, что в направлении от реликтовой части зерна иридия в его центре смесь Fe-содержащего иридия и толовкита сменяется смесью Fe-содержащего иридия и ирарсита. Зона укрупненной субграфической смеси в этом зерне отсутствует, а наложенный ирарсит во внешней его части проникает в радиальные микротрещины внутренних зон тонкой субграфической смеси.

Зона укрупненного субграфического агрегата в некоторых зернах отсутствует (рис. 3а), в других она занимает промежуточное положение между реликтовой частью зерна иридия и наложенной каймой массивного ирарсита (рис. 4). Укрупненный субграфический агрегат сложен пластинками Fe-содержащего иридия, ориентированными по направлению к контакту реликтовой части зерна и сцементированными толовкит-ирарситовой массой. В некоторых зернах в зоне укрупненного субграфического агрегата присутствуют угловатые включения Ru-содержащего кобальтпентландита.

Таблица 1

Вторичные МПГ в зернах первичных Ru-Os-Ir сплавов

Table 1

Secondary PGMs in grains of primary Ru-Os-Ir alloys

Первичные минералы	«Коррозионные» минералы	«Наложенные» минералы
Рутений	Ni,Co-содержащие твердые растворы руарсит-осарсит-ирарсит (RuAsS-OsAsS-IrAsS), As-содержащий лаурит RuS ₂	Не выявлены
Рутениридосмин	As-содержащий эрликманит OsS,As) ₂ , ирарсит IrAsS	Не выявлены
Иридий	Fe-содержащий иридий, неназванный МПГ (Ir,Ni,Fe), толовкит IrSbS, ирарсит IrAsS	Fe-содержащий иридий (Ir,Os,Fe), Fe-содержащий осмий (Os,Ir,Fe), неназванный МПГ (Ir,Ni,Fe), гаругит (Ni,Fe,Ir), Rh-содержащий толовкит (Ir,Rh)SbS, Rh-содержащий ирарсит (Ir,Rh)AsS, Ru-содержащий кобальтпентландит (Ni,Co) ₉₅ S ₈

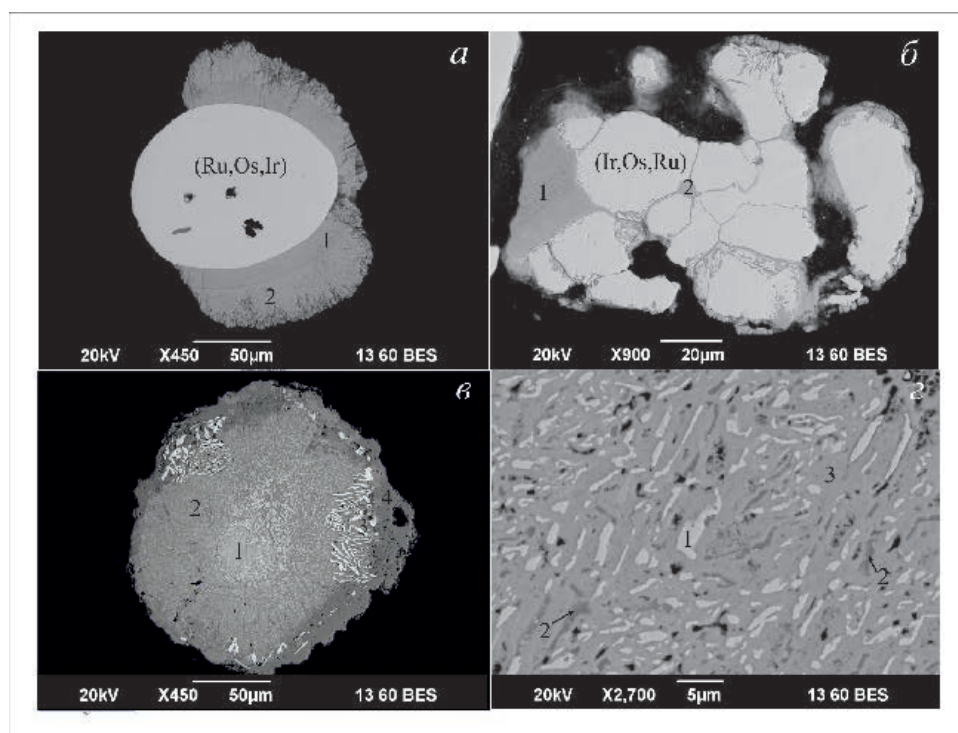


Рис. 2. Зональность зерен минералов системы Ru-Os-Ir (а, б) и кубического иридия (в, г) с вторичными «коррозионными» и «наложенными» парагенезисами: а – округлое зерно рутения (Ru,Os,Ir) с зональной пористо-трещиноватой каймой As-содержащего лаурита (1) и (Ni,Co)-содержащего твердого раствора RuAsS-OsAsS-IrAsS (2); б – зерно рутениридосмина (Ir,Os,Ru) с развивающемся по нему As-содержащему эрликманиту (1) и ирарситу (2); в – зональное зерно иридия (1), замещенного тонкозернистой смесью самородных, сульфидных и сульфоарсенидных фаз (2) с участками субграфического строения; краевая зона сложена укрупненным субграфическим агрегатом Ir-Os сплава (3), обрастающим ирарситом и толовкитом (4); г – субграфический агрегат ламелл Fe-содержащего иридия и, предположительно, куваевита (2) в ирарсита (3).

Fig. 2. Zonation of hexagonal Ru-Os-Ir minerals (a, б) and cubic iridium (в, г) with secondary corrosive and overprinted assemblages: а – round ruthenium grain (Ru,Os,Ir) with zoned porous fractured As-bearing laurite rim (1) and (Ni,Co)-bearing solid solution RuAsS-OsAsS-IrAsS series (2); б – rutheniridosmine grain (Ir,Os,Ru) with As-bearing erlichmanite (1) and irarsite (2); в – zoned grain of iridium (1) replaced by fine-grained mixture of native phases, sulfides and sulfoarsenides (2) with areas of subgraphitic structure; the marginal zone is composed of an enlarged subgraphitic aggregate of the Ir-Os alloy (3) overgrown by irarsite and tolovkite (4); г – subgraphitic aggregate of lamellae of Fe-bearing iridium and, probably, kuvaevite (2) in irarsite (3).

Таблица 2

Химический состав вторичных МПГ из россыпи р. Большой Сап, мас. %

Table 2

Chemical composition of secondary PGMs from the Bolshoi Sap River placer, wt. %

№ п/п	№ зерна	Ir	Os	Ru	Pt	Pd	Rh	Fe	Ni	Co	Cu	As	Sb	S	Сумма
1	68-3	66.27	<i>0.12</i>	<i>0.06</i>	2.57	<i>0.08</i>	–	11.12	16.11	0.50	0.16	–	<i>0.05</i>	–	97.04
2	68-4	49.84	0.40	<i>0.06</i>	2.13	<i>0.14</i>	<i>0.08</i>	11.47	31.22	0.70	0.72	<i>0.07</i>	0.36	–	97.19
3	102-2	42.31	49.47	1.53	1.04	0.05	0.00	1.96	0.61	<i>0.02</i>	0.08	–	–	<i>0.02</i>	97.09
4	20-3	49.82	44.37	<i>0.09</i>	–	<i>0.07</i>	<i>0.03</i>	2.76	0.20	<i>0.03</i>	0.06	<i>0.02</i>	<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	97.48
5	74-3	53.42	40.52	<i>0.09</i>	–	<i>0.11</i>	–	3.8	0.23	<i>0.05</i>	0.09	–	–	–	98.31
6	8-1	2.00	1.08	7.45	0.32	0.09	0.06	2.11	29.07	26.30	0.01	–	0.02	31.56	100.07
7	8-2	2.91	0.97	7.11	0.46	0.04	0.10	2.01	28.47	25.40	0.15	–	–	31.39	99.01
8	103-2	38.24	–	–	<i>0.17</i>	<i>0.04</i>	9.81	<i>0.01</i>	<i>0.05</i>	–	–	0.29	38.52	10.56	97.69
9	2-3	49.58	<i>0.02</i>	0.16	0.53	–	0.45	–	<i>0.06</i>	<i>0.01</i>	0.14	1.13	36.46	9.76	98.3
10	20-2	54.49	0.16	0.74	2.94	<i>0.06</i>	0.64	<i>0.02</i>	0.37	0.16	0.14	24.20	2.22	11.77	97.91
11	46-2	51.56	0.53	0.80	4.08	–	0.85	0.07	0.29	0.18	0.13	26.13	1.07	11.76	97.45
12	74-2	55.66	0.43	0.69	2.41	–	0.82	–	<i>0.07</i>	0.16	0.03	26.25	0.12	11.65	98.29
13	94-2	56.19	<i>0.15</i>	<i>0.23</i>	1.42	–	0.16	<i>0.03</i>	<i>0.02</i>	0.22	<i>0.03</i>	23.55	4.25	11.45	97.70
14	31-3	55.15	<i>0.03</i>	0.36	1.45	<i>0.04</i>	0.97	<i>0.02</i>	0.28	0.42	<i>0.03</i>	24.63	3.09	11.77	98.24
15	67-2	44.84	38.56	10.32	<i>0.05</i>	–	<i>0.03</i>	2.16	1.44	0.12	<i>0.02</i>	–	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	97.56
16	80-2	14.14	17.95	18.17	1.41	<i>0.02</i>	0.51	0.53	2.22	2.31	0.08	20.43	0.08	21.70	99.55
17	80-3	14.09	16.57	16.45	1.39	–	0.38	0.62	2.26	1.82	0.06	33.44	0.08	13.31	100.47
18	50-2	9.86	48.53	6.69	3.01	<i>0.10</i>	0.83	0.87	<i>0.04</i>	0.23	0.20	4.79	0.04	25.66	100.85
19	50-3	54.06	0.30	<i>0.20</i>	1.05	–	3.58	<i>0.07</i>	–	<i>0.03</i>	0.09	25.55	0.45	12.48	97.86

Кристаллохимические формулы и минералы

1	(Ir _{0.41} Ni _{0.32} Fe _{0.24} Pt _{0.02} Co _{0.01}) _{1.00} – неназванный МПГ
2	(Ni _{0.52} Ir _{0.25} Fe _{0.20} Co _{0.01} Cu _{0.01} Pt _{0.01}) _{1.00} – гарутиит
3	(Os _{0.47} Ir _{0.40} Fe _{0.07} Ru _{0.03} Ni _{0.02} Pt _{0.01}) _{1.00} – Fe-содержащий осмий
4	(Ir _{0.47} Os _{0.43} Fe _{0.09} Ni _{0.01}) _{1.00} – Fe-содержащий иридий
5	(Ir _{0.49} Os _{0.38} Fe _{0.12} Ni _{0.01}) _{1.00} – Fe-содержащий иридий
6	(Ni _{4.10} Co _{3.69} Ru _{0.61} Fe _{0.31} Ir _{0.09} Os _{0.05} Pt _{0.01} Pd _{0.01}) _{8.86} S _{8.14} – Ru-содержащий кобальтпентландит
7	(Ni _{4.07} Co _{3.61} Ru _{0.59} Fe _{0.30} Ir _{0.13} Os _{0.04} Pt _{0.02} Cu _{0.02} Pd _{0.01}) _{8.86} S _{8.14} – Ru-содержащий кобальтпентландит
8	(Ir _{0.64} Rh _{0.30}) _{0.94} Sb _{1.00} S _{1.04} – Rh-содержащий толовкит
9	(Ir _{0.87} Rh _{0.01} Ru _{0.01} Pt _{0.01} Cu _{0.01}) _{0.91} (Sb _{1.01} As _{0.05}) _{1.06} S _{1.03} – толовкит
10	(Ir _{0.82} Pt _{0.04} Ni _{0.02} Rh _{0.02} Ru _{0.02} Cu _{0.01} Co _{0.01}) _{0.94} (As _{0.94} Sb _{0.05}) _{0.99} S _{1.07} – ирарсит
11	(Ir _{0.78} Pt _{0.06} Ni _{0.01} Rh _{0.02} Ru _{0.02} Cu _{0.01} Co _{0.01} Os _{0.01}) _{0.92} (As _{1.00} Sb _{0.03}) _{1.03} S _{1.05} – ирарсит
12	(Ir _{0.84} Pt _{0.04} Rh _{0.02} Ru _{0.02} Co _{0.01} Os _{0.01}) _{0.94} As _{1.01} S _{1.05} – ирарсит
13	(Ir _{0.88} Pt _{0.02} Ni _{0.01} Ru _{0.01} Co _{0.01}) _{0.92} (As _{0.93} Sb _{0.10}) _{1.03} S _{1.05} – ирарсит
14	(Ir _{0.83} Rh _{0.03} Pt _{0.02} Co _{0.02} Ni _{0.01} Ru _{0.01}) _{0.92} (As _{0.95} Sb _{0.07}) _{1.02} S _{1.06} – ирарсит
15	(Ir _{0.39} Os _{0.34} Ru _{0.17} Fe _{0.06} Ni _{0.04}) _{1.00} – Fe-содержащий иридий
16	(Ru _{0.39} Os _{0.20} Ir _{0.16} Co _{0.08} Ni _{0.08} Fe _{0.02} Pt _{0.02} Rh _{0.01}) _{0.96} (S _{1.45} As _{0.59}) _{2.04} – As-содержащий лаурит
17	(Ru _{0.38} Os _{0.20} Ir _{0.17} Ni _{0.09} Co _{0.07} Fe _{0.03} Pt _{0.02} Rh _{0.01}) _{0.98} As _{1.05} S _{0.97} – руарсит-осарсит-ирарсит
18	(Os _{0.61} Ru _{0.15} Ir _{0.12} Fe _{0.04} Pt _{0.04} Co _{0.01} Cu _{0.01}) _{0.98} (S _{1.87} As _{0.15}) _{2.02} – As-содержащий эрликманит
19	(Ir _{0.80} Rh _{0.10} Pt _{0.02} Ru _{0.01}) _{0.93} (As _{0.96} Sb _{0.01}) _{0.97} S _{1.10} – Rh-содержащий ирарсит

Примечание. Анализы 1–14 и 15–19 – состав наложенных и «коррозионных» минералов, соответственно. Курсивом выделены определения в пределах погрешности 2σ. Прочерк – элемент не обнаружен. Кристаллохимические формулы рассчитаны исходя из количества атомов в теоретической формуле минералов.

Note. Analyses 1–14 and 15–19 – the composition of overprinted and corrosive minerals, respectively. The analyses within 2σ error are italicized. Dash – not detected. Crystal chemical formulas are calculated based on the number of atoms in theoretical formula of minerals.

Внешняя зона в зернах иридия сложена присутствующими в различных соотношениях ирарситом и толовкитом (рис. 3, 4).

К вторичным минералам относятся также фазы варьирующего состава, принадлежащие тройным Ir-Ni-Fe сплавам. В некоторых зернах иридий

в этих сплавах преобладает над никелем и железом (Ir,Ni,Fe) (табл. 2, ан. 1) и образует совместные сростания с Rh-содержащим толовкитом (рис. 5а). В других случаях сплав состава (Ir,Ni,Fe) присутствует в составе зональных зерен. В центральной части зерен сплав образует тонкозернистый агрегат

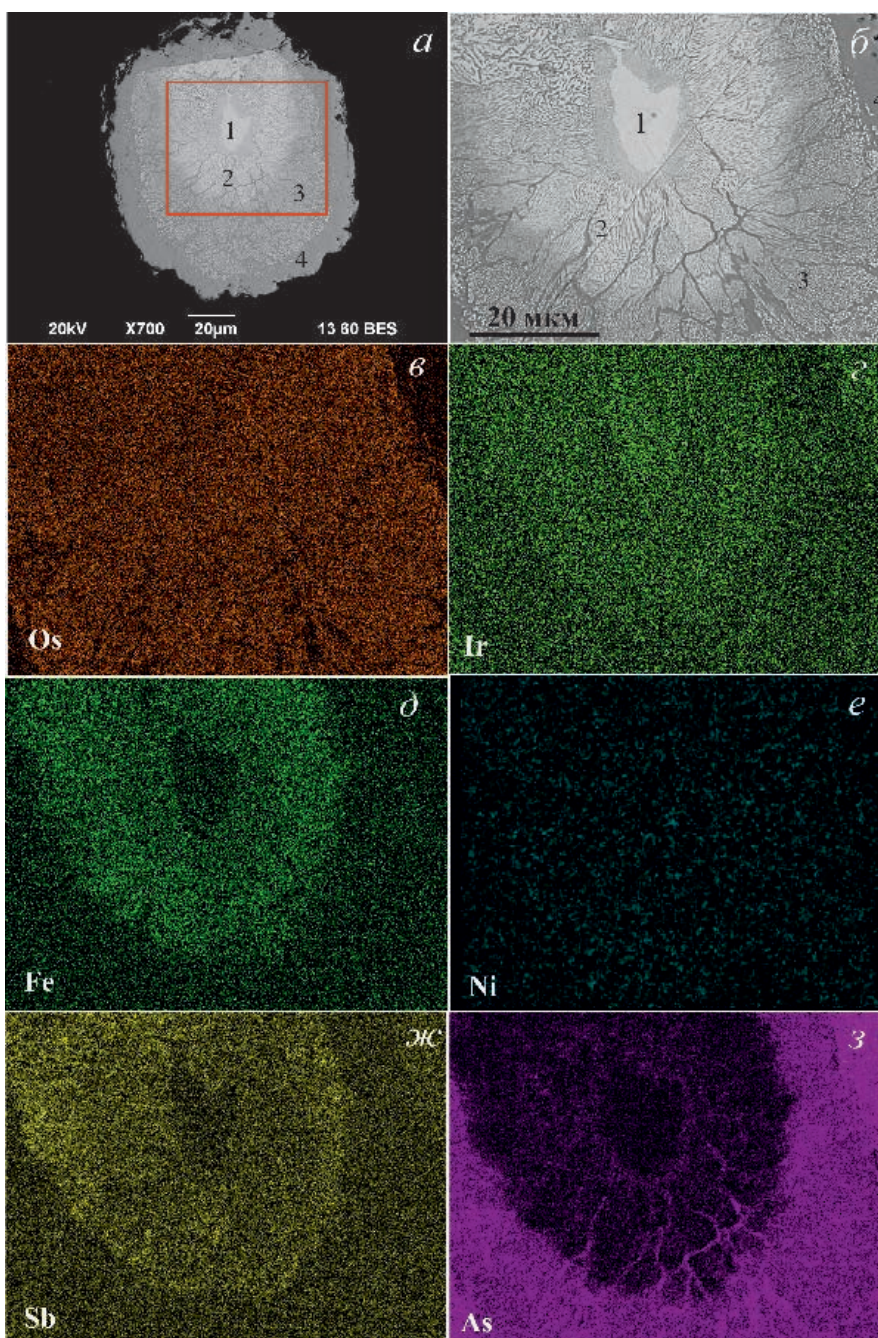


Рис. 3. Зональные вторичные МППГ в зерне первичного иридия, мелкий реликт которого сохранился в центральной части.

Зоны: 1 – реликтовая часть зерна; 2, 3 – коррозионные минералы: 2 – тонкая субграфическая смесь Fe-содержащего иридия и толовкита; 3 – тонкозернистый агрегат иридия и ирарсита; 4 – оболочка зерна – наложенный монокристаллический ирарсит. Общий вид (а) и деталь его центральной части (б), BSE фото; карты концентраций в рентгеновском излучении Os (в), Ir (г), Fe (д), Ni (е), Sb (ж) и As (з).

Fig. 3. Zoned secondary PGMs in primary iridium grain, a small relic of which is preserved in the central part.

Zones: 1 – relict part of the grain; 2, 3 – corrosive minerals: 2 – thin subgraphitic mixture of Fe-bearing iridium and tolovkite; 3 – fine-grained aggregate of iridium and irarsite; 4 – grain rim consisting of overprinted monolithic irarsite. General view (a) and detail of its central part (b), BSE images; elemental maps for Os (v), Ir (r), Fe (d), Ni (e), Sb (zh) and As (z).

в сростании с Fe-иридием, а во внешней зоне выявлены пластинки осмия и сплав с преобладанием никеля (Ni,Ir,Fe) (рис. 5б). Сплавы (Ni,Ir,Fe) близки по

составу к гарутииту, который является гексагональным полиморфом самородного никеля (McDonald et al., 2010).

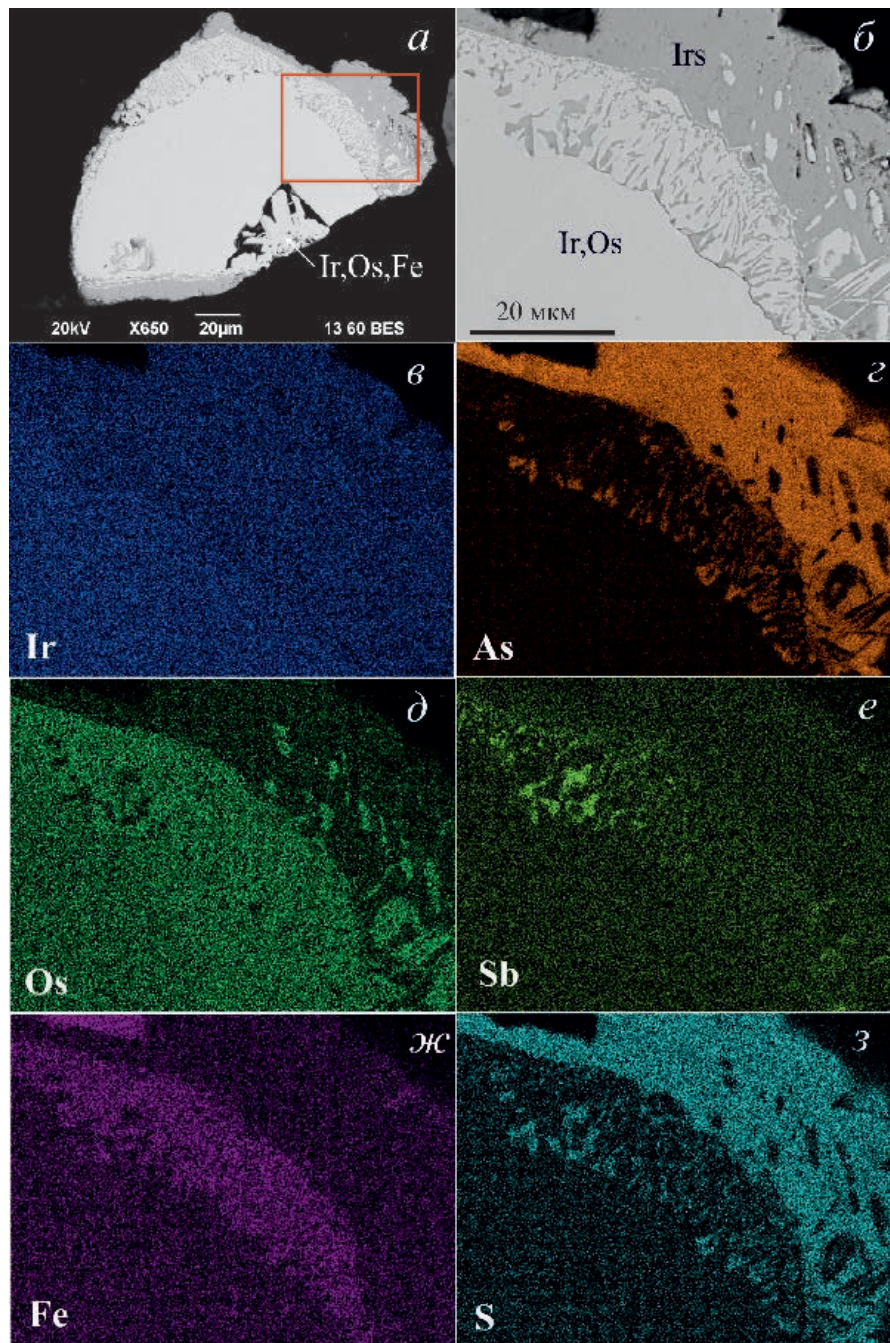


Рис. 4. Изображения иридия (Ir,Os) с зонами укрупненной субграфической смеси и монокристаллической внешней каймы (а) и его краевого участка (б) в обратно-рассеянных электронах и карты концентраций Ir (в), As (г), Os (д), Sb (е), Fe (ж) и S (з). Зона субграфической смеси сложена ламеллями Fe-содержащего иридия, сцементированных ирарситом (Irs) и толовкитом, а внешняя кайма ирарситом.

Fig. 4. BSE images of iridium (Ir,Os) with areas of enlarged subgraphics and a monolithic outer rim (a) and its margin (б); elemental maps for Ir (в), As (г), Os (д), Sb (е), Fe (ж) and S (з).

The subgraphitic zone is composed of lamellae of Fe-bearing iridium enclosed in irarsite (Irs) and tolovkite. The outer rim consists of irarsite.

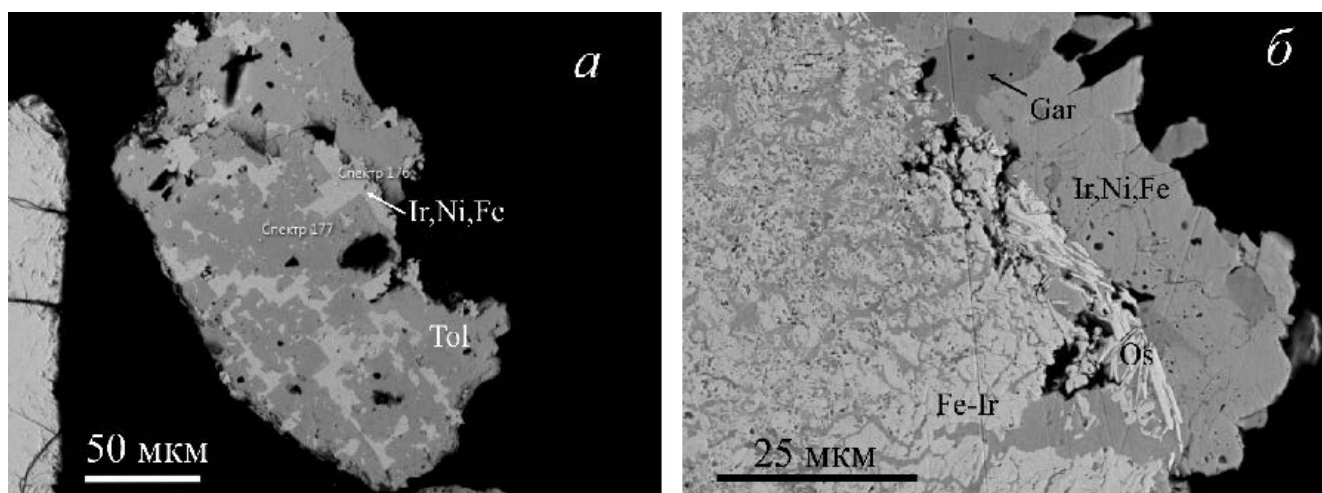


Рис. 5. Взаимоотношения вторичных Ir-Ni-Fe сплавов: а – агрегат фазы (Ir,Ni,Fe) и Rh-содержащего толовкита (Tol); б – краевая часть зерна, сложенного агрегатом Fe-содержащего иридия (Fe-Ir) и коррозионного Ir-Ni-Fe сплава и каймой с пластинками наложенных осмия (Os), Ir-Ni-Fe сплава и гарутиита (Gar).

Fig. 5. Relationships of secondary Ir-Ni-Fe alloys: а – aggregate of Ir-Ni-Fe alloy and Rh-bearing tolovkite (Tol); б – marginal part of a grain composed of aggregate of Fe-bearing iridium (Fe-Ir) and corrosive Ir-Ni-Fe alloy and a rim with plates of overprinted osmium (Os), Ir-Ni-Fe alloy and garutiite (Gar).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Видовой состав МПГ россыпи р. Большой Сап в целом характерен для многих россыпей мира, связанных с офиолитовыми гипербазитами (Cabri et al., 2022). Первичные минералы Os-Ir-Ru ассоциации в изученной россыпи представлены самородными минеральными видами (осмий, рутений, рутениридосмин, иридий), а также сульфидами ряда лаурит-эрликманит. Вторичные МПГ Os-Ir-Ru ассоциации включают как самородные минералы этих элементов, так и сульфоарсениды и сульфоантимониды. Другая особенность вторичных Os-Ir-Ru минералов связана с высокой подвижностью при их образовании не только As, Sb и S, но и благородных металлов, прежде всего Fe и Ni. Так, содержание Fe во вторичных осмии и иридии повышается до 2.0–3.2 мас. % (табл. 2) по отношению к его содержанию в первичных осмии и иридии, не превышающем 0.7 мас. %. Железо и Ni концентрируются и в собственных вторичных минералах – Ir-Ni-Fe сплавах, в том числе, гарутиите, и Ru-содержащем кобальтпентландите (табл. 2). Замещение самородных иридия и осмия сульфидами, арсенидами и стибнидами ЭПГ наблюдалось ранее в хромититах Карабашского массива на Южном Урале (Попова и др., 2022).

Разнообразие МПГ и особенности состава отдельных минералов могут быть обусловлены различным генезисом хромитов, в которых заключены

МПГ. Хромитовое оруденение в офиолитовых массивах Среднего Урала является гетерогенным, что обусловлено участием в их формировании магматических и метасоматических процессов в различных соотношениях (Чашухин и др., 2005; Чашухин, 2019). Хромититы кемпирсайского типа отнесены к латераль-секреционному типу и образованы в результате переотложения хрома из нижележащих непромышленных дунит-хромититовых породных ассоциаций под воздействием высокотемпературных восстановленных флюидов (Штейнберг и др., 1990). В Первомайском массиве широко развиты метасоматические хромититы, связанные с локальной метаморфической дифференциацией вмещающих гарцбургитов с ранее сформированным латераль-секреционным оруденением (Чашухин и др., 2004, 2005). Метасоматические хромититы сформированы более окисленными флюидами по отношению к латераль-секреционным. Кроме того, в них выделяются также наиболее поздние реакционно-метасоматические железистые хромититы оманского типа, образованные в результате реакции габброидного расплава и связанных с ним растворов с породами дунит-гарцбургитового комплекса с ранними типами хромититов (Чашухин и др., 2005). В Первомайском массиве латераль-секреционные хромититы развиты в северной его части, метасоматические на всей площади, а реакционно-метасоматические в центральной части (Чашухин и др., 2004). Широкий видовой состав вторичных

МПП в россыпи р. Большой Сап, таким образом, согласуется с полигенной природой хромититов и участием метасоматизирующих постмагматических флюидов.

Вторичные МПП в офиолитовых массивах обычно связываются с более низкотемпературными процессами серпентинизации, реже, хлоритизации (Garuti, Zaccarini, 1997; Zaccarini et al., 2008, 2022; Kiseleva et al., 2019; Farré-de-Pablo et al., 2022). На Среднем Урале вторичные МПП наблюдались нами в хромититах Алапаевского массива. Здесь вторичные минералы благородных металлов образованы при температуре ниже 350 °С совместно с гранатом, амфиболом, хлоритом и сульфидами никеля (Мурзин и др., 2023б). Зерна первичных Os-Ir-Ru сплавов при эпигенетических процессах подверглись сульфуризации с образованием тонкозернистой пористой смеси самородных и сульфидных (иногда с As) минералов, а также замещению их Ru-содержащим пентландитом.

Субграфическое (симплектитовое) и радиально-лучистое строение вторичных МПП в россыпи р. Большой Сап может свидетельствовать об их образовании в условиях декомпрессии и падении всестороннего давления при продвижении тел гипербазитов к поверхности. Подобные условия ранее нами отмечались для зерен граната, магнетита, сульфидно-самородных «желваков» в Полдневском месторождении демантоида (Мурзин и др., 2023а). Наложенные гидротермальные минералы отлагались из наиболее позднего флюида в открытом пространстве, о чем свидетельствуют их массивное строение и частое присутствие на поверхности зерен МПП в виде хорошо ограненных кристаллов. Появление гарутиита и Fe-содержащего иридия обусловлено пониженными температурами и восстановительным режимом флюида. Арсениды, сульфоарсениды, стибниды и сульфиды элементов платиновой группы образованы в условиях повышенных значений фугитивности S, As и Sb и обусловлены сменой восстановительных условий образования окислительными в верхних земной частях коры (Barkov et al., 2018; Kiseleva et al., 2020).

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В россыпи р. Большой Сап (Средний Урал) присутствуют МПП, отнесенные к первичным (ранним) и вторичным (поздним) образованиям. Среди вторичных минералов выделяются «коррозионные», замещающие зерна первичных МПП, и нало-

женные (новообразованные), обрастающие первичные зерна. Вторичные МПП развиты на зернах первичных Ru-Os-Ir сплавов и отсутствуют на зернах Os-Ru сульфидов и Pt-Fe сплавов.

2. «Коррозионные» минералы представлены (Ni,Co)-содержащими твердыми растворами серии руарсит-осарсит-ирарсит (RuAsS-OsAsS-IrAsS), As-содержащим лауритом (развиты по рутению), As-содержащим эрликманитом, ирарситом (развитыми по рутениридосмину), Fe-содержащим иридием, толовкитом, ирарситом (развитыми по иридию). Наложенные минералы отлагались на зернах иридия; они представлены Fe-содержащими иридием и осмием, сплавами системы Ir-Ni-Fe, в том числе гарутиитом (Ni,Ir,Fe), Rh-содержащими толовкитом и Rh-ирарситом, Ru-содержащим кобальтпентландитом. Наложенные МПП образовались из наиболее позднего относительно низкотемпературного флюида в открытом пространстве.

3. Широкий видовой состав МПП согласуется с полигенностью хромититов в Первомайском массиве (латераль-секреционные, метасоматические и реакционно-метасоматические) и участием метасоматизирующих постмагматических флюидов.

4. Предполагается, что вторичные «коррозионные» и наложенные МПП образованы в условиях декомпрессии, падении всестороннего давления, смене восстановительного режима на окислительный при выдвигании тел гипербазитов к поверхности. Образование самородных вторичных МПП обусловлено пониженными температурами и восстановительным режимом флюида. Арсениды, сульфоарсениды, стибниды и сульфиды элементов платиновой группы сформированы в условиях повышенных значений фугитивности S, As и Sb и сменой восстановительных условий окислительными в верхних частях коры.

ЛИТЕРАТУРА

Барков А.Ю., Толстых Н.Д., Мартин Р.Ф., Тамура Н., Чи М., Никифоров А.А. (2022) Куваевит (Ir₅Ni₁₀S₁₆) – новый минеральный вид, его ассоциации и особенности генезиса (россыпная зона р. Сисим, Восточный Саян). *Геология и геофизика*, 63(12), 1653–1669. <https://doi.org/10.15372/GiG2022114>

Золов 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, УГСЭ, 199 с.

Мурзин В.В., Варламов Д.А., Карасева Е.С., Кисин А.Ю. (2023а) Минералогия, условия образования и

генезис агрегатов самородных и сульфидных минералов Полдневского месторождения демантоида (Средний Урал). *Геология рудных месторождений*, 65(6), 528–550. <https://doi.org/10.31857/S0016777023060060>

Мурзин В.В., Малич К.Н., Баданина И.Ю., Варламов Д.А., Чашухин И.С. (2023б) Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал). *Литосфера*, 23(5), 740–765. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-740-765>.

Мурзин В.В., Сустанов С.Г., Мамин Н.А. (1999) Золотая и платиноидная минерализация россыпей Верх-Нейвинского массива альпинотипных гипербазитов (Средний Урал). Екатеринбург, УГГГА, 93 с.

Попова В.И., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А., Хворов П.В. (2022) Минералогия хромититов Поклонной горы Карабашского массива на Южном Урале. *Минералогия*, 8(22), 15–33. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2022-8-4-2>.

Чашухин И.С. (2019) О генетических типах дунитов в ультрамафитах складчатых областей (на примере Урала). *Известия УГГУ*, 2(54), 42–48. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2019-2-42-48>

Чашухин И.С., Булькин Л.Д., Чашухина В.А. (2005) О природе хромитового оруденения в породах дунит-клинопироксенитового комплекса офиолитов Среднего Урала / Ежегодник-2004, вып. 152. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 353–358.

Чашухин И.С., Мамина В.М., Сурганов А.В., Чашухина В.А., Булькин Л.Д., Гмыра В.Г. (2004) Закономерности состава акцессорной и рудообразующей шпинели в ультрамафитах Первомайского массива / Ежегодник-2003, вып. 151. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 206–217.

Airyants E.V., Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Belyanin D.K., Ochirov Y.C. (2022) Platinum-group minerals in the placer of the Kitoy River, East Sayan, Russia. *Minerals*, 12, 21. <https://doi.org/10.3390/min12010021>

Barkov A.Y., Shvedov G.I., Silyanov S.A., Martin R.F. (2018) Mineralogy of platinum-group elements and gold in the ophiolite-related placer of the River Bolshoy Khailyk, western Sayans, Russia. *Minerals*, 8, 247. <https://doi.org/10.3390/min8060247>

Cabri L.J., Oberthür T., Keays R.R. (2022) Origin and depositional history of platinum-group minerals in placers – a critical review of facts and fiction. *Ore Geology Reviews*, 144, 104733. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104733>

Farré-de-Pablo Júlia, Proenza J.A., González-Jiménez J.M., Aiglsperger T., Torró L., Domènech C., García-Casco A. (2022) Low-temperature hydrothermal Pt mineralization in uvarovite-bearing ophiolitic chromitites from the Dominican Republic. *Mineralium Deposita*, 57, 955–976. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01079-8>

Garuti G., Zaccarini F. (1997) In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinised and weathered chromitite of the Vourinos complex, Greece. *The Canadian Mineralogist*, 35, 611–626.

Kiseleva O., Airiyants E., Belyanin D., Zhmodik S. (2019) Hydrothermal remobilization of platinum group elements and their secondary minerals in chromitite deposits of the Eastern Sayan ophiolites (Russia). *E3S Web of Conferences*, 98, 08014. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199808014>

Kiseleva O., Airiyants E., Belyanin D., Zhmodik S. (2020) Podiform chromitites and PGE mineralization in the Ulan-Sar'dag ophiolite (East Sayan, Russia). *Minerals*, 10, 141. <https://doi.org/10.3390/min10020141>

McDonald A.M., Proenza J.A., Zaccarini F., Rudashevsky N.S., Cabri L.J., Stanley C.J., Rudashevsky V.N., Melgarejo J.C., Lewis J.F., Longo F., Bakker R.J. (2010) Garutiite, (Ni,Fe,Ir), a new hexagonal polymorph of native Ni from Loma Peguera, Dominican Republic. *European Journal of Mineralogy*, 22, 293–304. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2007>

Zaccarini F., Economou-Eliopoulos M., Kiseleva O., Garuti G., Tsikouras B., Pushkarev E., Idrus A. (2022) Platinum group elements (PGE) geochemistry and mineralogy of low economic potential (Rh-Pt-Pd)-rich chromitites from ophiolite complexes. *Minerals*, 12, 1565. <https://doi.org/10.3390/min12121565>

Zaccarini F., Pushkarev E.V., Garuti G. (2008) Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geology Reviews*, 33, 20–30. <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.007>

REFERENCES

Airyants E.V., Kiseleva O.N., Zhmodik S.M., Belyanin D.K., Ochirov Y.C. (2022) Platinum-group minerals in the placer of the Kitoy River, East Sayan, Russia. *Minerals*, 12, 21. <https://doi.org/10.3390/min12010021>

Barkov A.Y., Shvedov G.I., Silyanov S.A., Martin R.F. (2018) Mineralogy of platinum-group elements and gold in the ophiolite-related placer of the River Bolshoy Khailyk, western Sayans, Russia. *Minerals*, 8, 247. <https://doi.org/10.3390/min8060247>

Barkov A.Y., Tolstykh N.D., Martin R.F., Tamura N., Chi Ma, Nikiforov A.A. (2022) Kuvaevite, Ir₅Ni₁₀S₁₆, a new mineral species, its associations and genetic features, from the Sisim river placer zone, Eastern Sayans. *Russian Geology and Geophysics*, 63(12), 1373–1387. <https://doi.org/10.2113/RGG20224455>

Cabri L.J., Oberthür T., Keays R.R. (2022) Origin and depositional history of platinum-group minerals in placers – a critical review of facts and fiction. *Ore Geology Reviews*, 144, 104733. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104733>

Chashchukhin I.S. (2019) About genetic types of dunites in ultramafic rocks of fold areas (the Urals as example). *Izvestiya UGGU (News of the Ural State Mining University)*, 2(54), 42–48. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2019-2-42-48> (in Russian)

- Chashchukhin I. S., Bulykin L.D., Chashchukhina V.A. (2005) About the nature of chromite mineralization in rocks of the dunite-clinopyroxenite complex of ophiolites of the Middle Urals. In: *Ezhegodnik-2004, vypusk 152 Yearbook-2004 (Proceedings of the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS)*, is. 152). Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 353–358. (in Russian)
- Chashchukhin I.S., Mamina V.M., Surganov A.V., Chashchukhina V.A., Bulykin L.D., Gmyra V.G. (2004) Regularities of composition of accessory and ore-forming spinel in ultramafic rocks of the Pervomaisky massif. In: *Ezhegodnik-2003, vypusk 151 (Yearbook-2003 (Proceedings of the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS), is. 151)*. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 206–217. (in Russian)
- Farré-de-Pablo J.Úlia, Proenza J.A., González-Jiménez J.M., Aiglsperger T., Torró L., Domènech C., Garcia-Casco A. (2022) Low-temperature hydrothermal Pt mineralization in uvarovite-bearing ophiolitic chromitites from the Dominican Republic. *Mineralium Deposita*, 57, 955–976. <https://doi.org/10.1007/s00126-021-01079-8>
- Garuti G., Zaccarini F. (1997) In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: evidence from serpentinised and weathered chromitite of the Vourinos complex, Greece. *The Canadian Mineralogist*, 35, 611–626.
- Kiseleva O., Airiyants E., Belyanin D., Zhmodik S. (2019) Hydrothermal remobilization of platinum group elements and their secondary minerals in chromitite deposits of the Eastern Sayan ophiolites (Russia). *E3S Web of Conferences*, 98, 08014. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199808014>
- Kiseleva O., Airiyants E., Belyanin D., Zhmodik S. (2020) Podiform chromitites and PGE mineralization in the Ulan-Sar'dag ophiolite (East Sayan, Russia). *Minerals*, 10, 141. <https://doi.org/10.3390/min10020141>
- McDonald A.M., Proenza J.A., Zaccarini F., Rudashevsky N.S., Cabri L.J., Stanley C.J., Rudashevsky V.N., Melgarejo J.C., Lewis J.F., Longo F., Bakker R.J. (2010) Garutiite, (Ni,Fe,Ir), a new hexagonal polymorph of native Ni from Loma Peguera, Dominican Republic. *European Journal of Mineralogy*, 22, 293–304. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2010/0022-2007>
- Murzin V.V., Malitch K.N., Badanina I.Yu., Varlamov D.A., Chashchukhin I.S. (2023b) Mineral assemblages from chromitites of the Alapaevsk dunite-harzburgite massif (Middle Urals). *Litosfera (Lithosphere)*, 23(5), 740–765. (in Russian) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-740-765>
- Murzin V.V., Sustavov S.G., Mamin N.A. (1999) Gold and platinum-group element mineralization of placer deposits of the Verkh-Neiva massif of Alpine-type ultrabamafic rocks (Central Urals). Yekaterinburg, UGGA, 93 p. (in Russian)
- Murzin V.V., Varlamov D.A., Karaseva E.S., Kisin A.Yu. (2023a) Mineralogy and conditions of formation genesis of aggregates of natural and sulfide minerals of the Poldnevskoe demantoid deposit (Middle Urals). *Geology of Ore Deposits*, 65(6), 544–566. <https://doi.org/10.1134/S1075701523060065>
- 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 (Russia)*, 8(4), 15–33 (In Russian)
- Shtenberg D.S., Chashchukhin I.S., Uimin S.G. (1990) The position of chromite mineralization in the history of the formation of alpine-type hyperbasites. *Geokhimiya rudnykh elementov v bazitakh i giperbazitakh. Kriterii prognoza*. Irkutsk, Institute of Geochemistry SB RAS, 166–170. (In Russian)
- Zaccarini F., Pushkarev E.V., Garuti G. (2008) Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia). *Ore Geology Reviews*, 33, 20–30. <http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.05.007>
- Zoloev K.K., Volchenko Ya.A., Koroteev V.A., Malakhov I.A., Mardirosoyan A.N., Khrypov V.N. (2001) Platinum-metal mineralization in geological complexes of the Urals. Yekaterinburg, UGSE, 199 p. (in Russian)

Информация об авторах

Мурзин Валерий Васильевич – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; murzin@igg.uran.ru

Малич Крешимир Ненадович – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; dunite@yandex.ru

Кисин Александр Юрьевич – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; kissin@igg.uran.ru

Information about the authors

Valery V. Murzin – Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Key Researcher, Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia; murzin@igg.uran.ru

Kreshimir N. Malitch – Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Key Researcher, Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia; dunite@yandex.ru

Aleksandr Yu. Kisin – Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, Yekaterinburg, Russia; kissin@igg.uran.ru



УДК 579.33

<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-1-2>

МИНЕРАЛЫ Co и Ni В РУДАХ МИХЕЕВСКОГО Cu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

О.Ю. Плотинская¹, Е.В. Ковальчук^{1, 2}

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, г. Москва, 119017, Россия; plotin@igem.ru

²Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), ул. Миклухо-Маклая, 23, г. Москва, 117485, Россия

Статья поступила в редакцию 11.11.2024 г., после доработки 05.12.2024 г., принята к печати 15.01.2025 г.

Аннотация. В рудах медно-порфирового месторождения Михеевское (Южный Урал, Россия) установлены минералы Co и Ni: минералы изоморфного ряда кобальтин-герсдорфит (CoAsS–NiAsS), виоларит (FeNi₂S₄), миллерит (NiS), пентландит (Ni_{5.5}Fe_{3.4})_{8.9}S_{8.0} и мелонит (NiTe₂). Они обрастают пирит, халькопирит, борнит и относятся к поздним, низкотемпературным ассоциациям. Кобальт и Ni также входят в состав пирита, который, за счет своей широкой распространенности в рудах, является основным минералом-носителем этих элементов. Причиной разнообразия минералов Co и Ni в рудах месторождения является наличие среди вмещающих пород тел серпентинитов, заместивших ультрамафиты.

Ключевые слова: Урал, медно-порфировые месторождения, Михеевское, кобальт, никель, минералогия

Финансирование. Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГЕМ РАН.

Благодарности. Авторы признательны А.Н. Некрасову и Н.Н. Кошляковой за ЭДС-анализы и Д.А. Чистяковой за помощь в их обработке. Авторы также благодарят рецензента за конструктивные замечания, которые помогли улучшить статью.

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с данной рукописью.

Вклад авторов. О.Ю. Плотинская – разработка концепции, исследование, написание рукописи; Е.В. Ковальчук – аналитические исследования. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Плотинская О.Ю., Ковальчук Е.В. Минералы Co и Ni в рудах Михеевского Cu-порфирового месторождения (Южный Урал). Минералогия, 2025, 11(1), 17–27. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-2.

Co AND Ni MINERALS IN ORES OF THE MIKHEEVSKOE PORPHYRY Cu DEPOSIT (SOUTH URALS)

O.Yu. Plotinskaya¹, E.V. Kovalchuk^{1, 2}

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Staromonetny per. 35, Moscow, 119017 Russia; plotin@igem.ru

²Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting (MGRI), ul. Miklukho-Maklaya 23, Moscow, 117485 Russia

Received 11.11.2024, revised 05.12.2024, accepted 15.01.2025

Abstract. Co and Ni minerals are described in ores of the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia). Minerals of the cobaltite–gersdorffite series (CoAsS–NiAsS), violarite (FeNi₂S₄), millerite (NiS), pentlandite (Ni_{5.5}Fe_{3.4})_{8.9}S_{8.0} and melonite (NiTe₂) are identified. They overgrow pyrite, chalcopyrite and bornite and belong to late low-temperature assemblages. Cobalt and Ni are also incorporated in pyrite. The

latter, being the most widespread mineral of the deposit, is a major carrier of these metals. The variability of Co and Ni minerals is determined by the presence of serpentinites, which replaced ultramafic rocks.

Keywords: Urals, porphyry copper deposits, Mikheevskoe, cobalt, nickel, mineralogy

Funding. This work is supported by state contract of the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS.

Acknowledgements. The authors thank A.N. Nekrasov and N.N. Koshlyakova for EDS analyses and D.A. Chistyakova for help with data processing. The authors are also thankful to an anonymous reviewer for constructive comments.

Conflict of interest. The authors declare that there are no conflicts of interest related to this manuscript.

Author contribution. O.Yu. Plotinskaya – conceptualization, investigation, writing; E.V. Kovalchuk – analytical work. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Plotinskaya O.Yu., Kovalchuk E.V. Co and Ti minerals in ores of the Mikheevskoe porphyry Cu deposit (South Urals). *Mineralogy*, 2025, 11(1), 17–27. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-2

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения медно-(молибден)-порфиروهого семейства являются важнейшими поставщиками таких критических металлов как теллур, селен, рений и золото, которые присутствуют в рудах в качестве попутных компонентов (Sillitoe, 2010). В последнее время в мировой литературе вырос интерес к кобальту (критическому металлу) и предпринимаются попытки изучить закономерности его распределения в рудах порфирировых или скарново-порфирировых месторождений и определить перспективы его извлечения в качестве попутного компонента (Velásquez et al., 2020; Wu et al., 2024). Это определяет важность исследования закономерностей распределения Co, а также Ni на месторождениях порфирирового типа и изучения минеральных форм этих металлов. В данной работе впервые охарактеризованы минералы Co и Ni в рудах крупного Михеевского медно-порфирирового месторождения на Южном Урале.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИХЕЕВСКОЕ

Михеевское Cu-порфирировое месторождение расположено в Варненском районе Челябинской области. В геотектоническом отношении оно приурочено к восточной окраине Зауральской мегазоны Южного Урала (рис. 1а) и находится в пределах Тарутинско-Новониколаевской минерагенической подзоны (Тевелев и др., 2018). В геологическом строении территории месторождения (рис. 1) принимают участие вулканогенно-осадочные породы позднедевонского возраста, которые подразделены

на две пачки. Нижняя пачка представлена переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками, андезибазальтами и их туфами и туфобрекчиями при подчиненной роли алевролитов, углисто-кремнистых пород, базальтов и др. Верхняя пачка сложена лавами и лавокластитами афировых базальтов с прослоями песчаников, силицитов и углисто-кремнистых пород (Шаргородский и др., 2005).

Интрузивные породы подразделены на два комплекса (Грабежев, Белгородский, 1992): ульяновский и михеевский. Интрузии ульяновского комплекса представлены, главным образом, штоками и дайками диоритовых порфиритов и андезитов, реже дацитами, риодацитами. Молибден-медно-порфирировое оруденение связывают с интрузиями михеевского комплекса (Грабежев, Белгородский, 1992). Они представлены несколькими равномернотермическими и порфирированными разностями, среди которых наиболее широко развиты диориты и диоритовые порфириты. Также присутствуют пострудные дайки гранитов и гранит-порфиритов. Кроме того, встречаются крупные протрузии серпентинитов, которые, предположительно, относятся к Дружининскому габбро-гарцбургитовому офиолитовому комплексу ордовикского возраста (Тевелев и др., 2018).

Оруденение приурочено к поясу даек кварцевых диоритов и их порфирированных разностей общей площадью примерно 0.5×3.0 км, который протягивается в ССВ направлении между двумя крупными (порядка 1 км в диаметре) штоками диоритов. Предполагается, что на глубине дайки и штоки соединяются в единый материнский плутон (Грабежев, Белгородский, 1992). Основные гипогенные рудные минералы – пирит и халькопирит, менее распространены борнит, молибденит, магнетит, ру-

Рис. 1. Тектоническая схема Южного Урала и положение наиболее крупных порфировых месторождений (а), по (Puchkov, 2017) с изменениями и схематическая геологическая карта месторождения Михеевское (б), по (Шаргородский и др., 2005).

Мегазоны Урала на рис. а: П – Предуральский краевой прогиб; 3 – Западно-Уральская; Ц – Центрально-Уральская; ГУР – Главный Уральский разлом; М – Магнитогорская; В – Восточно-Уральская (с гранитными массивами); 3 – Зауральская; Ва – Валерьяновская.

Рис. б: 1–6 – вулканогенно-осадочные породы: 1, 2 – верхняя пачка: 1 – афировые базальты; 2 – кремнистые и углисто-кремнистые породы, песчаники; 3–6 – нижняя пачка: 3 – песчаники, туфопесчаники; 4 – андезибазальты и их туфы, туффиты; 5 – порфировые андезибазальты; 6 – силициты; 7 – серпентиниты; 8 – ульяновский комплекс, дациты и диоритовые порфиры; 9, 10 – михеевский комплекс: 9 – диоритовые порфиры; 10 – кварцевые диориты; 11 – пострудные гранит- и гранодиорит-порфиры; 12 – контур Cu > 0.3 %; 13 – разломы; 14 – положение изученных образцов и их номера.

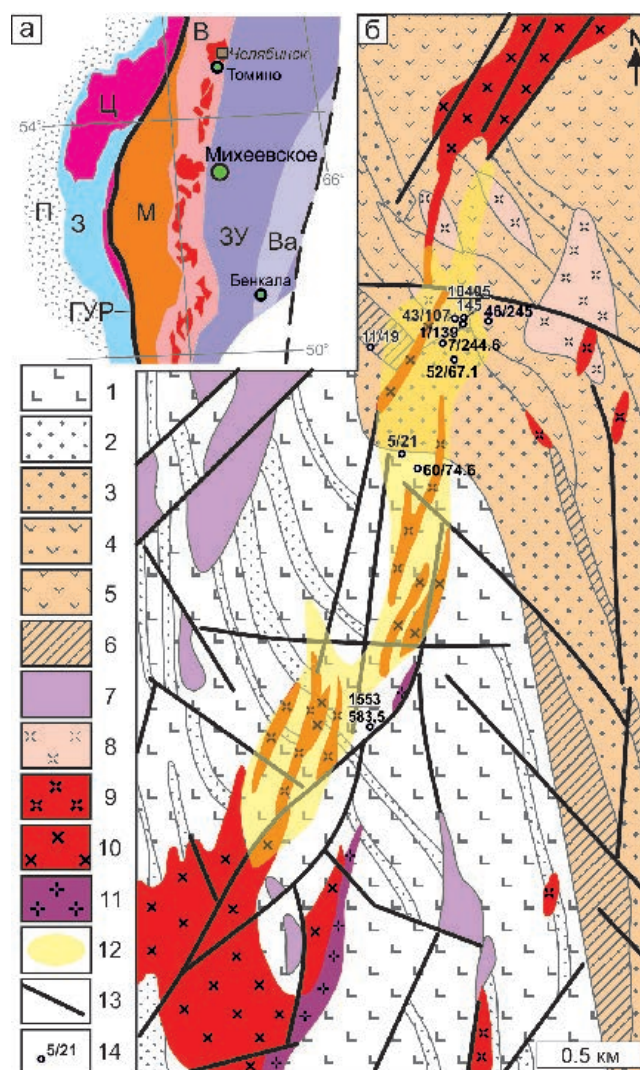
Fig. 1. Tectonic scheme of South Urals and location of major porphyry deposits (a), modified after (Puchkov et al., 2017) and schematic geological map of the Mikheevskoe deposit (b), after (Shargorodskii et al., 2005).

Major terranes of the Urals (megazones) in Fig. a: П – Pre-Uralian foredeep; 3 – West-Uralian; Ц – Central-Uralian; ГУР – Main Uralian Fault; М – Magnitogorsk; В – East-Uralian (with granite plutons); 3 – Trans-Uralian; Ва – Valerianovka.

Fig. б: 1–6 – volcanosedimentary rocks: 1, 2 – upper member: 1 – aphyric basalt; 2 – sandstone, chert; 3–6 – lower member: 3 – sandstone, tuff sandstone; 4 – basaltic andesite, tuff, tuffite; 5 – porphyritic basaltic andesite; 6 – chert; 7 – serpentinite; 8 – Ulyanovsk complex, dacite, diorite porphyry; 9, 10 – Mikheevsky complex: 9 – diorite porphyry; 10 – quartz diorite; 11 – post-ore granite and granodiorite porphyry; 12 – Cu > 0.3 % halo; 13 – normal faults; 14 – position of the studied samples and their numbers.

тил, арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, самородное золото и др.

В центральных зонах месторождения встречаются Na-Ca метасоматиты (альбит + актинолит ± эпидот), которые сопровождают магнетитовую минерализацию, и K-метасоматиты (биотит + мусковит ± КПШ), сопряженные с борнит-халькопиритовой минерализацией. Филлизиты (кварц-серицитовые метасоматиты) встречаются повсеместно и сопровождают молибденит-халькопиритовую минерализацию. Пропилиты (хлорит + эпидот + серицит) широко развиты на периферии месторождения и сопровождают пиритовую и пи-



рит-халькопиритовую минерализацию. Хлорит-серицитовые метасоматиты распространены наиболее широко и представляют собой переходные зоны между филлизитами и пропилитами. По телам серпентинитов и в непосредственной близости от них развиваются тальк-карбонатные и кварц-серицит-доломитовые метасоматиты с хромсодержащим мусковитом (фукситом) (Чистякова, Плотинская, 2022; Азовскова и др., 2022).

Месторождение разрабатывается открытым способом с 2013 г. Запасы месторождения на 2017 г. составили 629 млн. т руды при среднем содержании меди 0.41% (Вестник..., 2017).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Образцы для исследования были отобраны из керна скважин, пробуренных на Михеевском месторождении и из бортов карьера (рис. 1б). Химический состав минералов Ni и Co, а также ассоциирующих с ними минералов изучен на сканирующих электронных микроскопах Tescan Vega TS 5130 MM (CamScan) с энергодисперсионной (ЭД) приставкой INCA Energy 350 и детектором INCA Penta FETx3, Tescan Vega II XMU с ЭД приставкой INCA Energy 450 и детектором INCA xSight (Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черногловка, Россия, аналитик А.Н. Некрасов) и JEOL JSM-IT500 с ЭД спектрометром INCA X-Maxn (Геологический факультет Московского государственного университета, г. Москва, Россия, аналитик Н.Н. Кошлякова) по стандартным методикам.

Химический состав пирита изучен на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL (Япония) в ЦКП «ИГЕМ-аналитика» (г. Москва, Россия, аналитик Е.В. Ковальчук). Параметры анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметр пучка 1 мкм, время экспозиции для Fe, S, Cu, Ni и Sb составляло 10 с на пике и по 5 с на фоне с обеих сторон, для As и Co – 30 и 15 с, соответственно. В качестве стандартов для Fe ($K\alpha$, LIF) и S ($K\alpha$, PETH) использовался пирит, для As ($L\alpha$, TAP) – GaAs, для Ni ($K\alpha$, LIF) и Co ($K\alpha$, LIF) использовались соответствующие чистые металлы, для Cu ($K\alpha$, LIF) – халькопирит, для Sb ($L\alpha$, PETH) – NiSbS. Предел обнаружения для 3 σ интервала составляет (мас. %): Fe – 0.05, S – 0.02, As – 0.05, Ni – 0.05, Cu – 0.07, Sb – 0.03, Co – 0.06. Карты распределения в характеристическом излучении $SK\alpha$, $CoK\alpha$, $NiK\alpha$ и $AsL\alpha$ сняты при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и времени экспозиции в одной точке 100 мс.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Минералы Co и Ni встречаются в измененных (филлитизированных или пропилитизированных) диоритовых или гранодиоритовых порфиритах (обр. 46/245 и 52/67.1), измененных андезибазальтах (обр. 43/107 и 10405/145) или туфопесчаниках (обр. 1/139). Несколько шире они распространены в слабо измененных серпентинитах (обр. 1553/583.5 и 5/21) и апосерпентинитовых тальк-карбонат-фукситовых метасоматитах (обр. 11/19 и 60/74.6). Минералы Co и Ni ассоциируют с эпидотом, хлори-

том, альбитом, мусковитом, кальцитом и кварцем. Они образуют самостоятельные выделения или сростания с пиритом, халькопиритом или каймы вокруг этих минералов. Размер выделений обычно не превышает первые десятки микрометров, что часто затрудняет диагностику минералов. Морфология выделений обычно ксеноморфная, но встречаются и субидиоморфные кристаллы (рис. 2).

Из минералов Co и Ni наиболее часто встречаются минералы ряда кобальтин-герсдорфит ($CoAsS-NiAsS$). Как правило, по составу они относятся к крайним членам ряда с небольшими примесями Ni в кобальтине и Co в герсдорфите, и только в обр. 52/67.1 установлен промежуточный член ряда (табл. 1, рис. 3а). Кобальтин встречается чаще, чем герсдорфит. В отдельных случаях (обр. 46/245) кобальтин образует сростания с минералами системы Cu-S (рис. 2а), которые по составу близки к анилиту (Cu_7S_4), джириту (Cu_8S_5) и дигениту/роксбииту (Cu_9S_5). Часто кобальтин встречается в виде самостоятельных выделений среди жильных минералов, например, хлорита или эпидота (рис. 2б) или образует каймы вокруг борнита или халькопирита (рис. 2в).

Герсдорфит иногда совместно с блеклой рудой выполняет прожилки в халькопирите (рис. 2г). В ассоциации с кобальтином отмечаются микронные выделения теллуридов Pb, Ni, Bi, Ag и самородного золота (рис. 2а, в). И в кобальтине, и в герсдорфите присутствуют заметные примеси Fe (от 0.4 до 4.2 мас. %), содержание которого не зависит от содержаний Co и Ni (рис. 3а). Кобальтин характеризуется заметными вариациями отношения As/S, в том числе в пределах отдельных зерен. В некоторых зернах (рис. 2б) наблюдается зональное строение: субидиоморфные выделения кобальтина с отношением As/S, близким к стехиометрическому, замещаются микрозернистым агрегатом с As/S около 0.8, т. е. с повышенным содержанием серы (рис. 3б). Между величиной As/S и концентрацией Fe имеется значимая отрицательная корреляция ($r = -0.56$), а между As/S и содержанием Ni положительная корреляция, близкая к пределу значимости ($r = 0.37$) (рис. 3б, в). Минимальный значимый коэффициент корреляции для $n = 32$ составляет 0.35, здесь и далее принята доверительная вероятность 0.95.

Минералы Ni встречаются существенно реже. Они установлены в образцах, отобранных из тел серпентинитов (обр. 5/21) или апосерпентинитовых метасоматитов (обр. 11/19) (Азовскова и др., 2022;

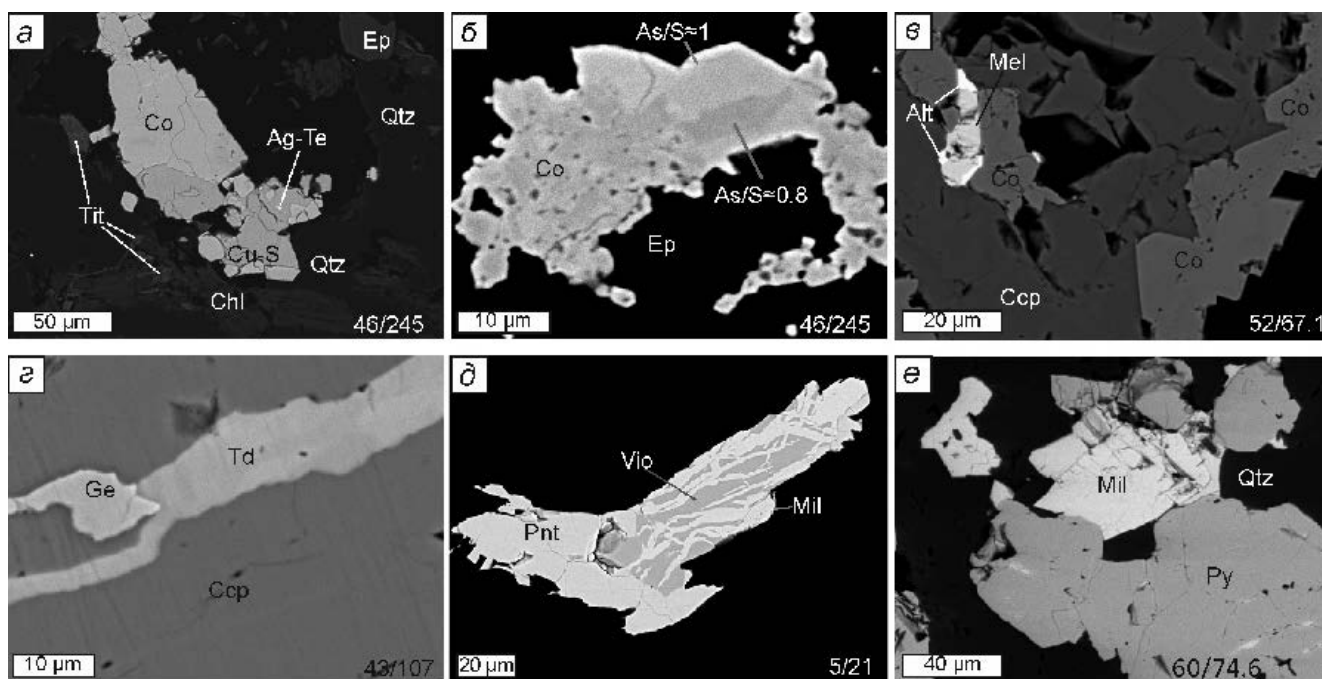


Рис. 2. Минералы Co и Ni в рудах Михеевского месторождения: а – кобальтин (Co) в сростании с минералом системы Cu-S и включением теллурида серебра (Ag-Te) среди кварца (Qtz), хлорита (Chl), эпидота (Ep) и титанита (Tit), обр. 46/245; б – зональный кобальтин с варьирующим отношением As/S среди эпидота, обр. 46/245; в – кайма кобальтина вокруг халькопирита (Ccp), в кайме – включение мелонита (Mel) с каймой алтаита (Alt), обр. 52/67.1; г – прожилок герсдорфита (Ge) и тетраэдрита (Td) в халькопирите, обр. 43/107; д – сростание пентландита (Pnt), виоларита (Vio) и миллерита (Mil), обр. 5/21-1; е – сростание миллерита и пирита (Py) в кварце, обр. 60/74.6. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Fig. 2. Co and Ni minerals in ores of the Mikheevskoe deposit: а – cobaltite (Co) intergrown with minerals of the Cu-S series and inclusion of silver telluride (Ag-Te) within quartz (Qtz), chlorite (Chl), epidote (Ep), and titanite (Tit), sample 46/245; б – zoned cobaltite with varying As/S ratio in epidote, sample 46/245; в – cobaltite rim around chalcopyrite (Ccp), melonite (Mel) inclusion with altaite (Alt) rim in cobaltite, sample 52/67.1; г – gersdorfite (Ge) and tetrahedrite (Td) veinlet in chalcopyrite, sample 43/107; д – pentlandite (Pnt), violarite (Vio), and millerite (Mil), sample 5/21-1; е – millerite and pyrite (Py) within quartz, sample 60/74.6. Back-scattered electron images.

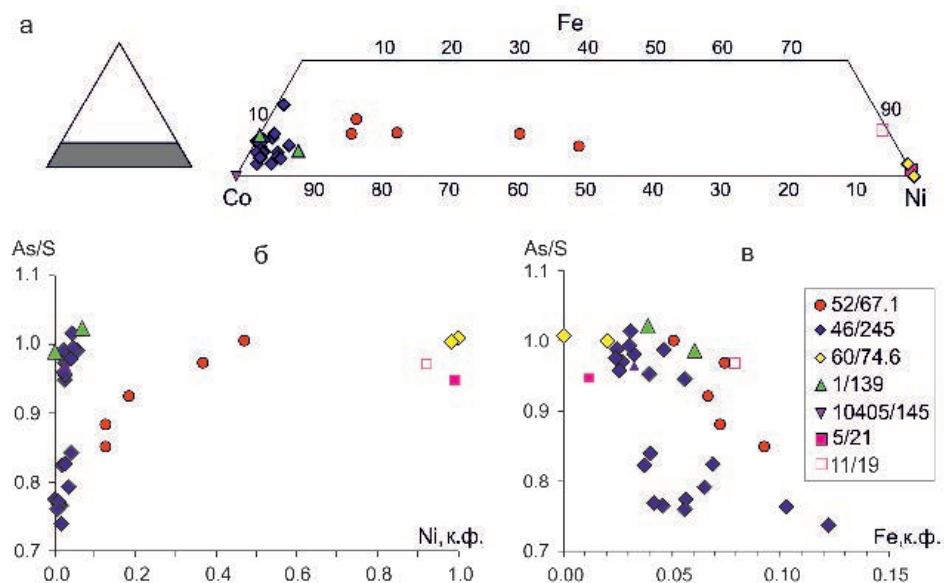


Рис. 3. Диаграммы составов минералов ряда кобальтин-герсдорфит.

Fig. 3. Plots showing composition of minerals of the cobaltite-gersdorfite series.

Таблица 1

Представительные анализы кобальтина (1–19), герсдорфита (20–21), виоларита (22–24), миллерита (25–27) и пентландита (28) Михеевского месторождения (мас. %)

Table 1

Representative analyses of cobaltite (1–19), gersdorffite (20–21), violarite (22–24), millerite (25–27), and pentlandite (28) of the Mikheevskoe deposit (wt.%)

№ п/п	Обр.	Co	Ni	Fe	Cu	As	Sb	S	Сумма	Формула	As/S
1		18.84	13.05	2.50	0.29	45.35		19.96	99.99	(Co _{0.53} Ni _{0.37} Fe _{0.07} Cu _{0.01}) _{0.98} As _{1.00} S _{1.03}	0.97
2		26.34	4.51	3.20	1.38	42.94		21.61	99.99	(Co _{0.72} Ni _{0.12} Fe _{0.09} Cu _{0.04}) _{0.98} As _{0.93} S _{1.09}	0.85
3	52/67.1	24.92	6.66	2.26	1.04	44.51		20.62	100.00	(Co _{0.69} Ni _{0.19} Fe _{0.07} Cu _{0.03}) _{0.97} As _{0.97} S _{1.05}	0.92
4		16.27	16.67	1.70	0.00	45.81		19.54	100.00	(Co _{0.46} Ni _{0.47} Fe _{0.05}) _{0.98} As _{1.01} S _{1.01}	1.00
5		27.92	4.54	2.47	0.77	43.33		20.97	100.00	(Co _{0.77} Ni _{0.13} Fe _{0.07} Cu _{0.02}) _{0.99} As _{0.94} S _{1.07}	0.88
6		31.16	1.95	1.57		45.73		19.79	100.19	(Co _{0.87} Ni _{0.05} Fe _{0.05} Cu) _{0.97} As _{1.01} S _{1.02}	0.99
7		35.31	0.36	1.61		41.11		22.94	101.33	(Co _{0.95} Ni _{0.01} Fe _{0.05}) _{1.00} As _{0.87} S _{1.13}	0.77
8		32.95	0.88	2.38		42.50		22.02	100.73	(Co _{0.90} Ni _{0.02} Fe _{0.07}) _{0.99} As _{0.91} S _{1.10}	0.83
9		33.28	0.83	0.90		45.38		19.99	100.36	(Co _{0.93} Ni _{0.02} Fe _{0.03}) _{0.98} As _{1.00} S _{1.03}	0.97
10		33.86	0.81	1.10		45.92		20.02	101.72	(Co _{0.93} Ni _{0.02} Fe _{0.03}) _{0.99} As _{1.00} S _{1.01}	0.98
11		34.71		1.95		40.73		22.48	99.87	(Co _{0.95} Fe _{0.06}) _{1.00} As _{0.87} S _{1.13}	0.78
12	46/245	35.49	0.37	1.48		41.33		22.95	101.62	(Co _{0.95} Ni _{0.01} Fe _{0.04}) _{1.00} As _{0.87} S _{1.13}	0.77
13		34.53	0.27	1.98		41.44		23.31	101.53	(Co _{0.92} Ni _{0.01} Fe _{0.06}) _{0.99} As _{0.87} S _{1.14}	0.76
14		33.44	1.40	1.39		42.82		21.75	100.80	(Co _{0.91} Ni _{0.04} Fe _{0.04}) _{0.99} As _{0.92} S _{1.09}	0.84
15		34.10	0.76	0.89		45.49		20.31	101.55	(Co _{0.94} Ni _{0.02} Fe _{0.03}) _{0.99} As _{0.99} S _{1.03}	0.96
16		32.84	1.63	1.02		45.23		19.47	100.19	(Co _{0.92} Ni _{0.05} Fe _{0.03}) _{1.00} As _{1.00} S _{1.00}	0.99
17		32.19	0.54	4.26		39.65		22.98	99.61	(Co _{0.87} Ni _{0.01} Fe _{0.12}) _{1.01} As _{0.85} S _{1.15}	0.74
18		33.25	1.46	0.82		46.09		20.19	101.81	(Co _{0.92} Ni _{0.04} Fe _{0.02}) _{0.98} As _{1.00} S _{1.02}	0.98
19	1/139	29.61		2.05	1.87	46.93		20.34	100.80	(Co _{0.82} Fe _{0.06} Cu _{0.05}) _{0.93} As _{1.03} S _{1.04}	0.99
20	5/21		34.88	0.37		43.48	0.55	19.59	98.87	(Ni _{0.99} Fe _{0.01}) _{1.00} (As _{0.97} Sb _{0.01}) _{0.98} S _{1.02}	0.95
21	11/19	0.31	32.78	2.67		44.41	0.63	19.56	100.36	(Ni _{0.92} Co _{0.01} Fe _{0.08}) _{1.01} (As _{0.98} Sb _{0.01}) _{0.99} S _{1.01}	0.97
22			41.12	14.89	1.32			41.14	98.48	(Ni _{2.16} Fe _{0.82} Cu _{0.06}) _{3.05} S _{3.96}	
23	7/244.6		41.43	14.76	1.04			41.43	98.66	(Ni _{2.17} Fe _{0.81} Co _{0.05}) _{3.03} S _{3.97}	
24	5/21	4.98	33.16	18.49				41.95	98.58	(Ni _{1.73} Fe _{1.01} Co _{0.26}) _{3.00} S _{4.00}	
25	60/74.6		64.35	0.83				36.65	101.84	(Ni _{0.97} Fe _{0.01}) _{0.99} S _{1.01}	
26		0.25	61.01	2.03				34.95	98.24	(Ni _{0.96} Fe _{0.03}) _{0.99} S _{1.01}	
27	5/21	0.38	64.71	0.31				35.89	101.29	(Ni _{0.99} Co _{0.01}) _{1.00} S _{1.00}	
28			41.39	24.20				32.81	98.40	(Ni _{5.54} Fe _{3.41}) _{8.95} S _{8.05}	

Примечание. Анализы 1–5 нормированы к 100 мас. %. Пустая клетка – содержание элемента ниже предела обнаружения. Формулы минералов рассчитаны на соответствующее количество коэффициентов в формуле.

Note. Analyses 1–5 are normalized to 100 wt. %. Empty cell – the content of element is below detection limit. The formulas of minerals are recalculated for corresponding amount of formula units.

Чистякова, Плотинская, 2022). Минералы Ni ассоциируют с пиритом и халькопиритом, магнетитом и иногда – хромитом. Виоларит (FeNi₂S₄) образует включения в халькопирите или сростания с пентландитом и по трещинам замещается миллеритом (рис. 2д). Виоларит содержит примеси Cu (до 1.3 мас. %) и иногда – Co (до 5 мас. %). Миллерит (NiS), помимо виоларита, ассоциирует также с пиритом (рис. 2е) и содержит до 2 мас. % Fe и до 0.4 мас. % Co (табл. 1). Единственное установленное зерно пентландита отвечает формуле (Ni_{5.5}Fe_{3.4})_{8.9}S_{8.0}. Кроме того, ранее нами в рудах Михеевского месторождения был установлен мелонит (NiTe₂) в ассоциации с кобальтином и алтаитом (Plotinskaya et al., 2018).

Помимо собственных минералов, в рудах Михеевского месторождения Co и Ni входят в состав пирита (рис. 4, табл. 2). Широкое распространение последнего позволяет говорить о том, что именно он играет ведущую роль в балансе этих элементов. Кобальтом и Ni обогащены центральные и периферические зоны кристаллов пирита (рис. 4б, в, д, е). Распределение Ni демонстрирует сложную осцилляторную зональность, затухающую к краям кристаллов (рис. 4б, д). В целом, содержания Ni постепенно снижаются к периферии от более 0.60 мас. % до ниже предела обнаружения (0.05 мас. %), но и в краевых частях наблюдаются зоны микронной ширины с повышенными концентрациями Ni. Поведение Co, в целом, аналогично

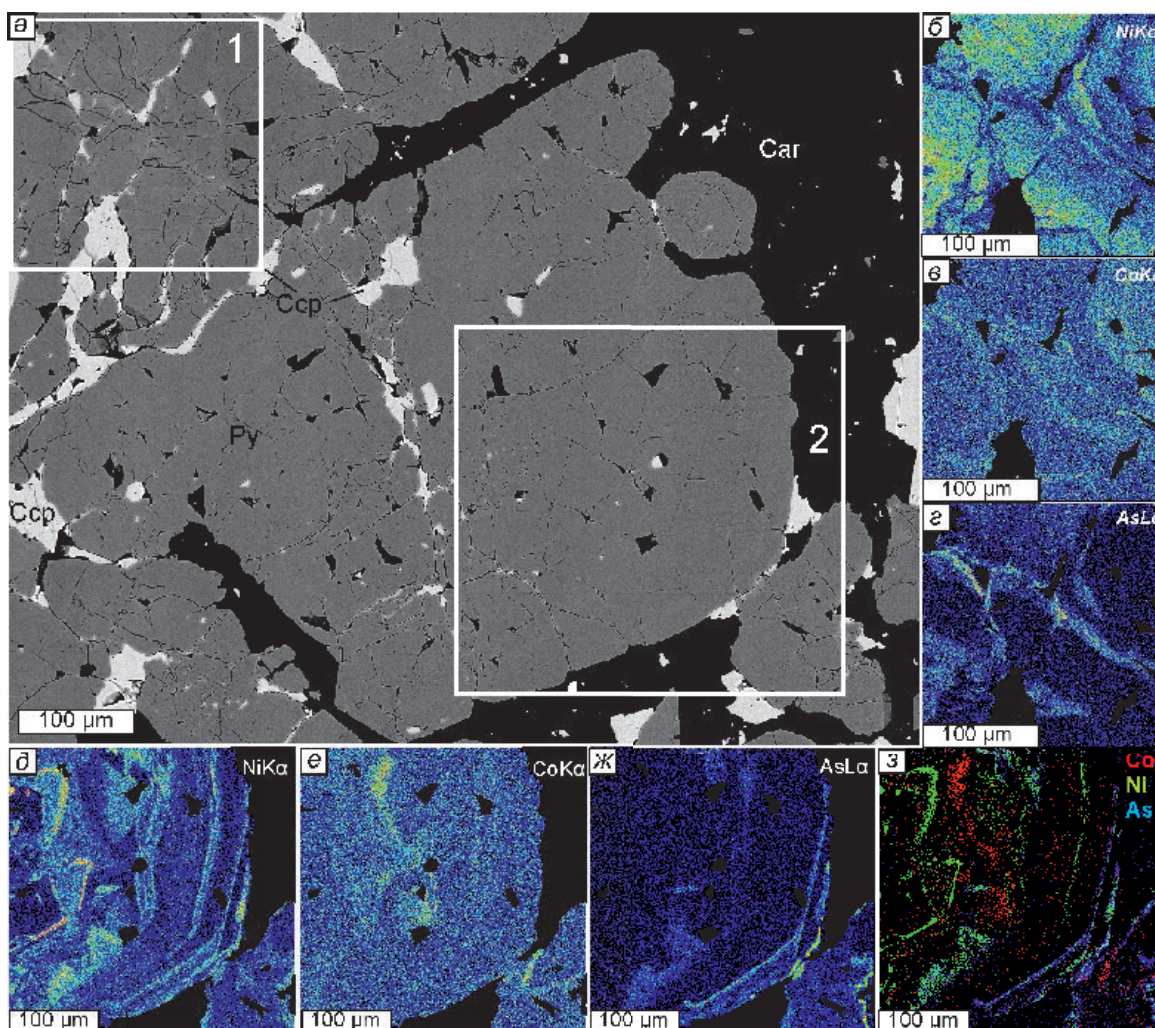


Рис. 4. Пирит из серпентинитов Михеевского месторождения, обр. 1553/583.5: а – изображение в обратно-рассеянных электронах; б–ж – карты распределения в характеристическом излучении AsL α , CoK α и NiK α (б–г – участок 1, д–ж – участок 2); з – комбинированная карта распределения интенсивностей для участка 2 (Co – красный, Ni – зеленый, As – синий).

Fig. 4. Pyrite from serpentinite of the Mikheevskoe deposit, sample 1553/583.5: а – back-scattered electron image; б–ж – AsL α , CoK α and NiK α maps (б–г – site 1, д–ж – site 2); з – phase map of site 2 (Co – red, Ni – green, As – blue).

Ni (рис. 4в, е), но из-за более низких его содержаний (не более 0.16 мас. %) закономерность его распределения не столь очевидна. Тем не менее, участки с максимальными содержаниями Co и Ni обычно не совпадают. Как видно на рис. 5, содержания Ni менее 0.6 мас. % обнаруживают с содержаниями Co слабую, но значимую положительную корреляцию ($r = 0.66$ при пороге значимости 0.63 при $n = 10$), а два анализа с наиболее высокими концентрациями Ni этой закономерности не подчиняются. Краевые зоны кристаллов обогащены As (до 0.25 мас. %), распределение которого также демонстрирует осцилляторную зональность (рис. 4г, ж). При этом иногда наблюдается совпадение зон, обогащенных As и Ni, но обычно они разобщены в пространстве (рис. 4з).

ОБСУЖДЕНИЕ

Собственные минералы Co и Ni на месторождениях порфирового семейства встречаются редко. Так, в базе данных Геологической службы США (Singer et al., 2008), они отмечены на чуть более десяти месторождениях из 690, причем обычно это кобальтин и, реже, герсдорфит. Как следствие, промышленного значения ни Co, ни Ni в порфировых рудах не имеют и, возможно из-за этого в геологической литературе им уделяют мало внимания.

Относительно разнообразная Co-Ni минерализация описана на месторождении Бошекуль (Казахстан): здесь установлены пентландит, линнеит Co₃S₄, карролит Cu(Co,Ni)₂S₄ и пирит с содержа-

Таблица 2

Химический состав пирита из серпентинитов Михеевского месторождения (мас.%)

Table 2

Chemical composition of pyrite from serpentinite of the Mikheevskoe deposit (wt. %)

№ п/п	Fe	S	Ni	Co	As	Cu	Сумма
1	46.55	53.10	<0.05	<0.06	<0.05	<0.07	99.75
2	46.39	53.14	0.05	<0.06	<0.05	<0.07	99.63
3	46.39	53.36	0.43	0.13	<0.05	<0.07	100.33
4	46.09	53.36	0.25	0.16	<0.05	0.08	99.95
5	46.13	53.34	0.73	0.11	<0.05	<0.07	100.38
6	46.08	53.27	0.05	0.07	<0.05	0.16	99.64
7	46.23	53.45	0.13	0.13	<0.05	<0.07	100.02
8	46.78	53.18	<0.05	<0.06	<0.05	0.13	100.15
9	46.22	53.25	0.41	0.11	<0.05	<0.07	100.03
10	46.06	53.22	0.64	<0.06	0.25	<0.07	100.27
11	46.36	53.29	0.36	0.10	<0.05	<0.07	100.19
12	46.45	53.51	0.19	0.06	<0.05	0.07	100.29

Примечание. Содержания Sb ниже предела обнаружения (0.05 мас. %) во всех анализах.

Note. The Sb content is below detection limit (0.05 wt. %) in all analyses.

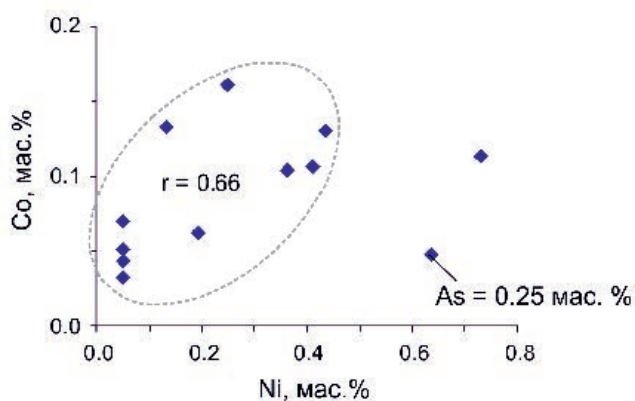


Рис. 5. Диаграмма Co–Ni (мас. %) для пирита (данные из табл. 2).

Fig. 5. Co–Ni plot (wt. %) for pyrite (data from Table 2).

ями Co до 6.4 мас. % и Ni до 1.8 мас. % (Филимонова, Слюсарев, 1974). Кобальтин, карролит и пирит, содержащий до 1.7 мас. % Co, описаны на месторождении Аксуг, Тыва (Шадчин и др., 2024 и цитируемая литература). Сходный набор минералов выявлен на медно-порфировых месторождениях зоны Средногогорье в Болгарии: кобальтин, герсдорфит, линнеит/карролит, Pd-раммельсбергит (Pd,Ni)₂As на Елаците и карролит, ваэсит NiS₂ и пирит, содержащий до 6.7 мас. % Ni и до 14.9 мас. % Co на месторождении Медет (Strashimirov et al., 2002).

Важно отметить, что минералы Co встречаются на порфировых объектах чаще, чем минералы Ni – кобальтин отмечается чаще герсдорфита, а из группы тиошпинелей чаще описывают карролит и линнеит, а не виоларит или полидимит. Интерес-

но, что в строении всех перечисленных месторождений принимают участие основные породы. Так, крупные интрузии габброидов известны на территориях месторождений Медет (Strashimirov et al., 2002 и цитируемая литература), Аксуг (Кужугет и др., 2023 и цитируемая литература) и Бошекуль (Seltmann, Porter, 2005 и цитируемая литература). На Михеевском месторождении широко развиты базальты, а также встречаются протрузии серпентинитов, образовавшихся, предположительно, по породам ультраосновного состава. Кларки концентраций Co в ультраосновных породах в несколько раз выше, чем в средних или кислых (соответственно 80 и 20 г/т), а кларк Ni выше примерно в 20 раз (соответственно, 1230 и 61 г/т) (Иванов, 1995). Это позволяет предполагать, что основным источником Co и прежде всего Ni в рудах Михеевского месторождения являлись именно серпентинизированные ультрамафиты. Это объясняет частую приуроченность минералов Ni к телам серпентинитов.

Замещение петнландита виоларитом или ассоциацией виоларит + миллерит нередко сопровождает процессы серпентинизации ультрамафитов (Groves et al., 1974; Grguric, 2002; González-Jiménez et al., 2021). Поэтому нельзя исключать, что некоторые минералы Ni (виоларит и, возможно, миллерит) образовались при серпентинизации ультрамафитов еще до становления порфировой системы Михеевского месторождения. Пентландит из тел серпентинитов, в свою очередь, может иметь и магматическое происхождение, как и более распространенные там хромшпинелиды (Чистякова, Плотинская, 2022). Остальные минералы Co и Ni

на Михеевском месторождении обрастают пирит, халькопирит (рис. 2б), борнит или выполняют прожилки в них (рис. 2г), т. е. по времени образования относятся к более поздним ассоциациям.

Температура гомогенизации флюидных включений из кварцевых прожилков в измененных серпентинитах составила 235–240 °С (Чистякова и др., 2022). Температуры образования хлорита из образцов, содержащих Co-Ni и золото-теллуридную минерализацию, близки и составляют 177–260 °С (Plotinskaya et al., 2018). Кроме того, кобальтингерсдорфит был установлен в аргиллизитах Михеевского месторождения, секущих все более ранние минеральные ассоциации (Азовскова и др., 2015). Появление минералов Co и Ni в поздних, относительно низкотемпературных минеральных ассоциациях характерно и для руд других порфировых месторождений, например, Аксуг (Кужугет и др., 2023; Шадчин и др., 2024 и цитируемая литература) и Елаците (Strashimirov et al., 2002 и цитируемая литература). Это говорит о том, что минералы Co и Ni образовались на поздних стадиях формирования месторождения, когда в порфировой системе циркулировали метеорные воды (Sillitoe, 2010), что способствовало выносу элементов из вмещающих пород и увеличивало минеральное разнообразие отлагавшихся руд. На более ранних стадиях рудообразования Co и Ni, по-видимому, концентрировались в пирите. Широкая распространенность этого минерала на фоне редких находок собственных минералов Co и Ni позволяет утверждать, что именно пирит является ведущей формой нахождения Co и Ni в рудах Михеевского месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рудах медно-порфирового месторождения Михеевское на Южном Урале установлены минералы Co и Ni: кобальтин, герсдорфит, мелонит, виоларит, миллерит и пентландит. На ранних стадиях рудообразования Co и Ni входили в состав пирита, а на поздней низкотемпературной стадии они отлагались в виде собственных минералов, чаще всего, кобальтина и герсдорфита. Собственные минералы Co и Ni на Михеевском медно-порфировом месторождении распространены незначительно и не имеют промышленного значения. Их наличие и разнообразие предположительно обусловлено присутствием тел серпентинитов среди вмещающих пород месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Азовскова О.Б., Колосова А.С., Сорока Е.И., Ровнушкин М.Ю. (2022) Лиственитовые метасоматиты Михеевского (Au,Mo)Cu-порфирового месторождения, Южный Урал. *XXVIII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2022»*. Екатеринбург, ООО Универсальная Типография «Альфа Принт», 7–9.

Азовскова О.Б., Ровнушкин М.Ю., Главатских С.П. (2015) Особенности минералогии аргиллизитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал. *Металлогения древних и современных океанов-2015. Месторождения океанических структур: геология, минералогия, геохимия и условия образования*. Миасс, ИМин УрО РАН, 116–120.

Вестник золотопромышленника (2017) <https://gold.1prime.ru/news/20170920/226023.html> (последнее обращение 08.11.2024)

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург, УрО РАН, 199 с.

Иванов В.В. (1995) Экологическая геохимия элементов. Справочник в 6 томах. Том 4. Главные d-элементы. М., Экология, 416 с.

Кужугет Р.В., Анкушева Н.Н., Хертек А.К., Монгуш А.О., Бутанаев Ю.В. (2023) Золото-молибден-медно-порфировое месторождение Ак-Суг (Восточный Саян): благороднометалльная минерализация, РТ-параметры и состав рудоносного флюида. *Геология рудных месторождений*, 65(7S), 634–661. <https://doi.org/10.31857/S0016777023070031>

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф. и др. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41- XXV (Карталы). Объяснительная записка. М., Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 175 с.

Филимонова Л.Е., Слюсарев А.Н. (1974) Минералы никеля и кобальта и некоторые вопросы геохимии этих элементов на молибденово-медном месторождении Бошекуль / Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Ленинград, Наука, 38–46.

Чистякова Д.А., Плотинская О.Ю. (2022) Процессы преобразования серпентинитов на Михеевском медно-порфировом месторождении (Южный Урал). *XXVIII Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа-2022»*. Екатеринбург, ООО Универсальная Типография «Альфа Принт», 166–168.

Чистякова Д.А., Плотинская О.Ю., Грознова Е.О. (2022) Условия образования хромсодержащих кварцсерицитовых метасоматитов Михеевского медно-порфирового месторождения, Южный Урал. *Металлогения древних и современных океанов-2022. От вещественного состава к моделям и прогнозированию месторождений*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 70–72.

Шадчин М.В., Шведов Г.И., Макаров В.А., Лобастов Б.М., Сильянов С.А., Сердюк С.С. (2024) Новые данные по минералогии руд Au-Mo-Cu-порфирирового месторождения Ак-Суг (Северо-Восточная Тува). *Минералогия*, 10(3), 32–51. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2024-10-3-3>.

Шаргородский Б.М., Новиков И.М., Аксенов С.А. (2005) Михеевское месторождение меднопорфирировых руд на Южном Урале. *Отечественная геология*, (2), 57–61.

González-Jiménez J.M., Piña R., Saunders J.E., Plissart G., Marchesi C., Padrón-Navarta J. A., Ram'ón-Fernandez M., Garrido L.N.F., Gervilla F. (2021) Trace element fingerprints of Ni-Fe-S-As minerals in subduction channel serpentinites. *Lithos*, 400, 106432. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106432>

Grguric B.A. (2002) Hypogene violarite of exsolution origin from Mount Keith, Western Australia: field evidence for a stable pentlandite-violarite tie line. *Mineralogical Magazine*, 66(2), 313–326. <https://doi.org/10.1180/0026461026620032>

Groves D.I., Hudson D.R., Hack T.B. (1974) Modification of iron-nickel sulfides during serpentization and talc-carbonate alteration at Black Swan, Western Australia. *Economic Geology*, 69(8), 1265–1281. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.8.1265>

Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, 94, 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025>

Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geology Reviews*, 85, 4–29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>

Seltmann R., Porter T.M. (2005) The porphyry Cu-Au-Mo deposits of Central Eurasia: 1. Tectonic, geologic & metallogenic setting and significant deposits / Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective, vol. 2. Adelaide, PGC Publishing, 467–512.

Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>

Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. (2008) Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. Open-File Report 2008-1155.

Strashimirov S., Petrunov R., Kanazirski M. (2002) Porphyry-copper mineralization in the central Srednegorie zone, Bulgaria. *Mineralium Deposita*, 37, 587–598. <https://doi.org/10.1007/s00126-002-0275-6>

Velásquez G., Carrizo D., Salvi S., Vela I., Pablo M., Pérez A. (2020) Tracking cobalt, REE and gold from a porphyry-type deposit by LA-ICP-MS: A geological approach towards metal-selective mining in tailings. *Minerals*, 10(2), 109. <https://doi.org/10.3390/min10020109>

Wu X., Xie G., Xu J., Voudouris P., Liu W. (2024) Distribution of Co, Te, Se in the porphyry copper systems: A case study of the Tonglvshan deposit, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 106304. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106304>

REFERENCES

Azovskova O.B., Rovnushkin M. Yu., Glavatskikh S.P. (2015) Mineralogy of argillic alteration of the Mikheevskoe porphyry copper deposit, South Urals. *Metallogeniya drevnih i sovremennyh okeanov-2015. Mestorozhdeniya okeanicheskikh struktur: geologiya, mineralogiya, geohimiya i usloviya obrozovaniya (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2015. Mineral Deposits of Oceanic Structures: Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Formation Conditions)*. Miass, IMin UrO RAN, 116–120. (in Russian)

Azovskova O.B., Kolosova A.S., Soroka E.I., Rovnushkin M. Yu. (2022) Listvenite metasomatites of the Mikheevskoe porphyry (Au,Mo)Cu deposit, South Urals. XXVIII Vserossiyskaya nauchnaya konferentsiya «Uralskaya Mineralogicheskaya shkola-2022» (*All-Russian Scientific Conference "Uralian Mineralogical School-2022"*). Yekaterinburg, OOO Universal'naya Tipografiya Alfa Print, 7–9. (in Russian)

Chistyakova D.A., Plotinskaya O.Yu. (2022) Alteration of serpentinites at the Mikheevskoe porphyry copper deposit, South Urals. XXVIII Vserossiyskaya nauchnaya konferentsiya «Uralskaya Mineralogicheskaya shkola-2022» (*All-Russian Scientific Conference "Uralian Mineralogical School-2022"*). Yekaterinburg, OOO Universal'naya Tipografiya Alfa Print, 166–168. (in Russian)

Chistyakova D.A., Plotinskaya O.Yu., Groznova E.O. (2022) Formation conditions of Cr-bearing quartz-sericite metasomatites of the Mikheevskoe porphyry copper deposit, South Urals. *Metallogeniya drevnih i sovremennyh okeanov-2022. Ot veshhestvennogo sostava k modelyam i prognozirovaniya mestorozhdeniy. (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2022. Mineral Deposits of Oceanic Structures: Geology, Mineralogy, Geochemistry, and Formation Conditions)*. Miass, YuU FntS MiG UrO RAN, 70–72. (in Russian)

Filimonova L.E., Slusarev A.N. (1974) Ni and Co minerals and some problems of their geochemistry at the Boshchekul copper-molybdenum deposit. In: *Mineraly i paragenezisy mineralov gidrotermal'nyh mestorozhdeniy (Minerals and Mineral Parageneses of Hydrothermal Deposits)*. Leningrad, Nauka, 38–46. (in Russian)

González-Jiménez J.M., Piña R., Saunders J.E., Plissart G., Marchesi C., Padrón-Navarta J. A., Ram'ón-Fernandez M., Garrido L.N.F., Gervilla F. (2021) Trace element fingerprints of Ni-Fe-S-As minerals in subduction channel serpentinites. *Lithos*, 400, 106432. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106432>

- Grabezhev A.I., Belgorodskii E.A. (1992). Ore-bearing granitoids and metasomatites of copper porphyry deposits (Urals as example). Yekaterinburg, Nauka, 199 p. (in Russian)
- Grguric B.A. (2002) Hypogene violarite of exsolution origin from Mount Keith, Western Australia: field evidence for a stable pentlandite–violarite tie line. *Mineralogical Magazine*, 66(2), 313–326. <https://doi.org/10.1180/0026461026620032>
- Groves D.I., Hudson D.R., Hack T.B. (1974) Modification of iron-nickel sulfides during serpentinization and talc-carbonate alteration at Black Swan, Western Australia. *Economic Geology*, 69(8), 1265–1281. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.8.1265>
- Ivanov V.V. (1995) Ecological geochemistry of elements: handbook. V. 4. Major d-elements. Moscow, Ekologiya, 416 p. (in Russian)
- Kuzhuget R.V., Ankusheva N.N., Khertek A.K., Mongush A.O., Butanaeva Y.V. (2023) The Ak-Sug porphyry copper–gold–molybdenum deposit, East Sayan: noble metal mineralization, PT-parameters, and composition of ore-bearing fluid. *Geology of Ore Deposits*, 65(Suppl. 1), S58–S84. <https://doi.org/10.1134/S1075701523070188>
- Plotinskaya O.Y., Azovskova O.B., Abramov S.S., Groznova E.O., Novoselov K.A., Seltmann R., Spratt J. (2018) Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews*, 94, 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.025>
- Puchkov V.N. (2017) General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why. *Ore Geology Reviews*, 85, 4–29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.01.005>
- Seltmann R., Porter T.M. (2005) The Porphyry Cu–Au–Mo deposits of Central Eurasia: 1. Tectonic, geologic & metallogenic setting and significant deposits. In: *Super Porphyry Copper & Gold Deposits: A Global Perspective*, vol. 2. Adelaide, PGC Publishing, 467–512.
- Shadchin M.V., Shvedov G.I., Makarov V.A., Lobastov B.M., Silyanov S.A., Serdyuk S.S. (2024) New data on ore mineralogy of the Ak-Sug porphyry Au–Mo–Co deposit (Northeastern Tuva). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 10(3), 32–51. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2024-10-3-3>. (in Russian with English abstract)
- Shargorodskii B.M., Novikov I.M., Aksenov S.A. (2005) The Mikheevskoe copper porphyry deposit in the South Urals. *Otechestvennaya geologia (Native Geology)*, (2), 57–61 (in Russian).
- Sillitoe R.H. (2010) Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. (2008) Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. Open-File Report 2008-1155.
- Strashimirov S., Petrunov R., Kanazirski M. (2002) Porphyry-copper mineralization in the central Srednegorie zone, Bulgaria. *Mineralium Deposita*, 37, 587–598. <https://doi.org/10.1007/s00126-002-0275-6>
- Tevelev A.I.V., Kosheleva I.F., Burshtein E.F. et al. (2018) State geological map of the Russian Federation on a scale of 1:200000. 2nd edition. South Urals series. Sheet N-41-XXV (Kartaly). Explanatory note. M., Moscow Branch of VSEGEI, 175 p. (in Russian)
- Velásquez G., Carrizo D., Salvi S., Vela I., Pablo M., Pérez A. (2020) Tracking cobalt, REE and gold from a porphyry-type deposit by LA-ICP-MS: A geological approach towards metal-selective mining in tailings. *Minerals*, 10(2), 109. <https://doi.org/10.3390/min10020109>
- Gold miner’s bulletin (2017) <https://gold.lprime.ru/news/20170920/226023.html> (last addressed 30.11.2024) (in Russian)
- Wu X., Xie G., Xu J., Voudouris P., Liu W. (2024) Distribution of Co, Te, Se in the porphyry copper systems: A case study of the Tonglvshan deposit, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 106304. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106304>

Информация об авторах

Плотинская Ольга Юрьевна – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия; plotin@igem.ru
Ковальчук Елена Владимировна – научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия; elena7kovalchuk@gmail.com

Information about the authors

Olga Yu. Plotinskaya – Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia; plotin@igem.ru
Elena V. Kovalchuk – Scientific Researcher, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia; elena7kovalchuk@gmail.com



УДК 553.064.32 (553.311.2)

<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-1-3>

ВИСМУТОВЫЕ МИНЕРАЛЫ НАЗАРОВСКОГО ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ю.А. Рыжкова, К.А. Новоселов, М.А. Рассомахин, Е.А. Рожкова

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и экологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; padushina@mail.ru*

Статья поступила в редакцию 28.01.2025 г., после доработки 07.02.2025 г., принята к печати 11.02.2025 г.

Аннотация. Изучена висмутовая минерализация кварц-сульфидных прожилков Назаровского золото-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье), локализованного в пределах Еравнинской вулcano-тектонической структуры и приуроченного к зоне Назаровского разлома и экзоконтакту массива гранодиоритов, которые прорывают вулканогенно-осадочные породы. Минералы Bi представлены сульфосолями состава Ag-Bi, Cu-Bi, Pb-Bi и Ag-Pb-Bi, сульфотеллуридами Bi, айкинитом и самородным висмутом в ассоциации с халькопиритом и галенитом. Значительная часть минералов Bi впервые описана не только для Назаровского месторождения, но всего Озернинского рудного узла.

Ключевые слова: висмутовые минералы, Назаровское месторождение, Западное Забайкалье, Республика Бурятия, самородный висмут, Ag-Bi, Cu-Bi, Pb-Bi и Ag-Pb-Bi сульфосоли, сульфотеллуриды Bi.

Финансирование. Работы выполнены в рамках государственной бюджетной темы ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № 122031600292-6.

Благодарности. Авторы благодарны П.В. Мейдич за предоставленный материал, Е.В. Белогуб и У.А. Ятимову за обсуждение статьи и полезные замечания.

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Ю.А. Рыжкова – исследование, написание черновика рукописи, визуализация. К.А. Новоселов – написание и редактирование рукописи, М.А. Рассомахин. – аналитические работы, Е.А. Рожкова – исследование породообразующих минералов. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Рыжкова Ю.А., Новоселов К.А., Рассомахин М.А., Рожкова Е.А. Висмутовые минералы Назаровского золото-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье). Минералогия, 2025, 11(1), 28–42. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-3.

BISMUTH MINERALS OF THE NAZAROVSKOE GOLD POLYMETALLIC DEPOSIT (WESTERN TRANSBAIKALIA)

Yu.A. Ryzhkova, K.A. Novoselov, M.A. Rassomakhin, E.A. Rozhkova

*South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk district,
456317 Russia; padushina@mail.ru*

Received 28.01.2025, revised 07.02.2025, accepted 11.02.2025

Abstract. The Bi mineralization is described in quartz-sulfide veins of the Nazarovskoe gold polymetallic deposit (Western Transbaikalia), which is localized within the Eravnino volcano-tectonic structure and is confined to the Nazarovskoe fault zone and the contact with a granodiorite pluton intruding volcanosedimentary rocks. The Bi minerals include Ag-Bi, Cu-Bi, Pb-Bi, and Ag-Pb-Bi sulfosalts, Bi sulfotellurides, aikinite, and native bismuth in assemblage with chalcopyrite and galena. Most Bi minerals are described for the first time both for the Nazarovskoe deposit and the entire Ozerninsky ore cluster.

Keywords: Bi minerals, Nazarovskoe deposit, Western Transbaikalia, Republic of Buryatia, native bismuth, Ag-Bi, Cu-Bi, Pb-Bi, and Ag-Pb-Bi sulfosalts, Bi sulfotellurides.

Funding. This work was supported by state contract of the South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS № 122031600292-6.

Acknowledgements. We are grateful to P.V. Meidich for material and E.V. Belogub and U.A. Yatimov for constructive and useful comments, which allowed us to improve the manuscript.

Conflict of interests. The author declares that there is no conflict of interest related to the manuscript.

Author contribution. Yu.A. Ryzhkova – research, writing a draft of the manuscript, visualization. K.A. Novoselov – writing and editing the manuscript, M.A. Rassomakhin. – analytical work, E.A. Rozhkova – research of rock-forming minerals. All authors approved the final version of the article before publication.

For citation: Ryzhkova Yu.A., Novoselov K.A., Rassomakhin M.A., Rozhkova E.A. Bismuth minerals of the Nazarovskoe gold polymetallic deposit (Western Transbaikalia). *Mineralogy*, 11(1), 28–42. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-3

ВВЕДЕНИЕ

Висмут является элементом, минералогия которого, наряду с теллурием, отличается исключительным разнообразием (Christy, 2015). В природе он присутствует в самородной форме, а также в виде сульфосолей, сульфидов, теллуридов, оксидов и гидроксидов. Изоморфная примесь висмута присутствует в некоторых сульфидах, прежде всего, в галените. Также разнообразны геологические обстановки, в которых присутствуют висмутовые минералы. Повышенные концентрации висмута известны в пегматитах, контактово-метасоматических, гидротермальных месторождениях, связанных с интрузивами кислого состава (Вольфсон, Дружинин, 1975). Собственных месторождений висмут, как правило, не образует и добывается как попутный компонент из свинцовых, медных, медно-золотых, олово-вольфрамовых руд и др.

Минералы висмута часто рассматриваются как важный петрогенетический индикатор (Cook, Ciobanu, 2004; Voudouris et al., 2007; Ciobanu et al., 2010; Zhou et al., 2016; Fitros et al., 2017; Ятимов и др., 2019; Касаткин и др., 2023). Специфические особенности металлического висмута, а именно его легкоплавкость, легли в основу LBC-модели (*liquid bismuth collector model*) образования золотых руд (Douglas et al., 2000; Ciobanu et al., 2006; Tooth, 2013).

В настоящей работе рассмотрена минералогия висмута в рудах Назаровского золото-полиметаллического месторождения, принадлежащего к Озернинскому рудному узлу в Западном Забайкалье, который вмещает множество месторождений и рудопроявлений цветных и благородных металлов, железа, марганца, бора, апатита, барита. Наиболее значимым объектом в нем является крупное Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение, балансовые запасы которого по категории В

+ C₁ + C₂ на 01.01.2015 составляли 135 млн т руды при среднем содержании Zn 6.16 %, Pb 1.17 % и Ag 35 г/т (сайт <https://nedradv.ru/nedradv/invetvsp?obj=9ca8e2d2ab6e71575d82c482dcff2688> дата обращения 06.06.2024)).

Назаровское месторождение расположено в 4 км от Озерного. Оно отличается от последнего геологической позицией, составом руд, а также существенно меньшим масштабом оруденения. Его запасы на 31.05.1982 г. составляли 5.9 млн т руды по категориям C₁ и C₂ при средних содержаниях 7.84 % Zn и 0.8 г/т Au. Также в рудах присутствуют Cu, Ag, Cd, Bi (сайт <https://nedradv.ru/nedradv/invetvsp?obj=d63bd630c3a0d64877dd8a1ea4013ce0> (дата обращения 06.06.2024)). Запасы висмута составляют 689 тыс. т при среднем содержании 0.016 % (Дорошкевич, 2002ф).

Назаровское месторождение изначально было известно как железорудное проявление участка Гематитового, и было доизучено в 1967 г. в ходе геолого-геофизических работ. В разные годы месторождение изучалось В.Г. Беличенко, Л.П. Хряниной, Е.И. Ткаченко, В.А. Варламовым, С.В. Горбуновым, Р.С. Тарасовой, Д.И. Царевым, Э.Г. Дистановым, Г.Г. Русиним, А.И. Бусленко, И.В. Гордиенко, К.Р. Ковалевым и др. В опубликованных источниках говорится о повышенных концентрациях висмута (50–100 г/т) в рудах. Здесь были диагностированы самородной висмут, висмутин, оураит, шапбахит (Ковалев и др., 2003; Рыжкова, 2020; Мунконов, Дамдинова, 2023). В данной статье минералогия висмута в сульфидных рудах на месторождении рассмотрена более подробно.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Озернинский рудный узел находится в пределах Еравнинской вулcano-тектонической структуры, которая является фрагментом палеозойской

Удино-Витимской островодужной системы. Основная часть рудного узла сложена стратифицированными терригенно-карбонатно-вулканогенными образованиями палеозойского возраста, прорванными многочисленными интрузивными и субвулканическими породами (Платов и др., 2013ф; Гордиенко, Нефедьев, 2015; Дамдинов и др., 2023). Преобладающее значение имеют нижнекембрийские образования олдындинской свиты, формирование которых происходило в условиях зрелой энсиалической островной дуги (Гордиенко, Нефедьев, 2015). Мощность свиты превышает 2000 м, она представлена вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда, вулканогенно-обломочными породами и биогермными известняками (рис. 1). Островодужная стадия завершилась в среднем ордовике – силуре, когда наряду с вулканизмом происходило накопление прибрежно-морских осадков. В среднем палеозое (D-C₁) в задуговой обстановке на активной континентальной окраине были сформированы наложенные осадочные прогибы и рифтогенные вулканотектонические структуры. На заключительном этапе образования структуры в позднем палеозое-мезозое район был затронут наземным вулканизмом и внутриплитным интрузивным магматизмом (Гордиенко, Нефедьев, 2015).

Традиционно Еравнинскую структуру интерпретировали как останец – провис кровли верхнепалеозойского гранитного массива (Дистанов, 1977; Бусленко, Ковалев, 1975). Б.Б. Дамдиновым с соавторами она рассматривается как самостоятельный тектонический блок, инъецированный более молодыми гранитоидами (Дамдинов и др., 2023). Озернинский рудный узел вмещает стратиформные полиметаллические, скарновые железорудные и полиметаллические месторождения и рудопроявления, которые локализованы среди пород олдындинской свиты (Гордиенко и др., 2013; Гордиенко, Нефедьев, 2015).

Назаровское месторождение связано с тектоно-купольным поднятием субширотного простирания, обусловленным внедрением позднепалеозойских гранитов в нижнекембрийские образования (Нефедьев, 2009). Осадочно-вулканогенные отложения St₁ в нижней части разреза представлены мраморизованными известняками. Выше карбонатной пачки наблюдается переслаивание вулканогенно-обломочных пород среднего состава и известняков. В верхней части разреза залегают вулканиты среднего состава. Простирание пород северо-восточное, падение юго-восточное 60–80° (Нефедьев, 2009).

Вулканогенно-осадочные породы в восточной части прорваны нижнекембрийскими кварцевыми диоритовыми порфиритами сурхобтинского комплекса и позднепалеозойскими кварцевыми сиенитами. Сиениты слагают гребневидный купол северо-восточного простирания размером 5–6 × 1.5–2.0 км, апикальная часть которого залегает на глубине 100–200 м.

Вмещающие породы изменены в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Также на месторождении широко проявлено скарнирование и ороговикование пород. Роговики образуют маломощный (10–40 м) ореол вдоль контактов массива. По составу выделяются биотит-кварц-полевошпатовые, реже биотит-полевошпатовые и кварц-полевошпатовые фации. Скарны проявлены в толще мраморизованных и хемогенных известняков, на контакте известняков с туфами, дайками долеритов и долеритовых порфиритов. Мощность тел варьирует от 0.7 до 37.6 м. Широко распространены скарны гранат-эпидотового, кальцит-эпидотового, кальцит-гранатового, амфибол-эпидотового состава. Гранатовые, амфиболовые, эпидотовые, тремолит-волластонитовые скарны редки (рис. 2). Содержания карбонатов и слюды в амфибол-эпидотовых скарнах варьируют в широких пределах (5–40 об. %).

Полиметаллическое оруденение приурочено к сложно построенной минерализованной зоне в экзоконтакте диоритовых порфиритов, в пределах которой развиты гидротермально измененные породы различного состава (Пятилов, Жданов, 2014ф). В разрезе наблюдается сложное чередование вулканитов и вулканогенно-обломочных пород основного состава с известняками, на которые наложены скарны (рис. 3). Ведущую роль в размещении руд играют разрывные нарушения субмеридионального простирания, определяющие морфологию и протяженность рудных тел. На месторождении выделено пять золото-сульфидно-цинковых рудных тел, в трех из которых заключены основные запасы (80–90 %). Рудные тела имеют линзо- и пластообразную форму с крутым падением (47–78°) (Базаров, Кислов, 2011). Сульфидные полиметаллические руды перемежаются с пластовыми залежами оксидно-железистых руд (Ковалев и др., 2003). Мощность сульфидных полиметаллических рудных тел варьирует от 0.56 до 26.73 м (Базаров, Кислов, 2011). В зоне окисления, развитой над золото-сульфидными рудными телами и сульфидизированными метасоматитами, запасы золота достигают 0.53 т и сере-

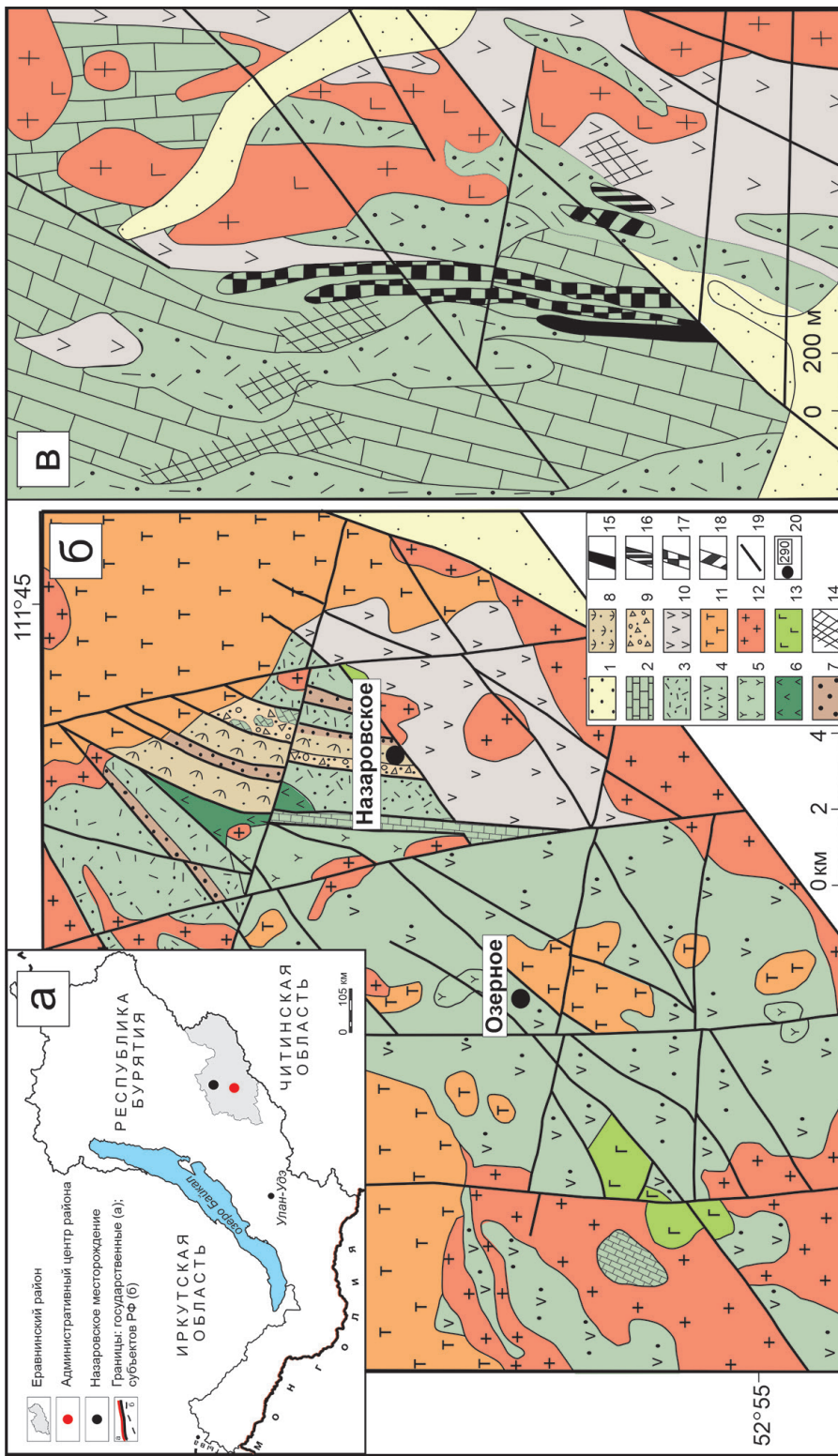


Рис. 1. Схемы географического положения Назаровского месторождения (а) и геологического строения Озернинского рудного узла, с упрощением по (Гордиенко, Нефедьев, 2015) (б), геологическая карта Назаровского месторождения, с упрощениями по (Нефедьев, 2009) (в).

1 – мезо-кайнозойские отложения впадин; 2–4 – островодужный комплекс, ольдундская свита (Є1), толщи: 2 – терригенно-карбонатная; 3 – риолитовая; 4 – андезит-дацитовая; 5 – ольдунский субвулканический комплекс (Є1); 6 – андезитовая толща (O2); 7–10 – комплекс наложенных рифтогенных структур, толщи: 7 – терригенная (S2?); 8 – туфогенно-терригенная (D1-2); 9 – карбонатно-терригенно-туфогенная (D3-C1); 10 – андезитовая (C2-3); 11–13 – магматические комплексы верхнего палеозоя: 11 – вулканогенный игнимбрит-риолитовый; 12 – гранит-граносиенитовый; 13 – габброидный; 14 – зоны скарнирования; 15–18 – рудные тела: 15 – магнетитовые; 16 – гематитовые; 17 – золото-полиметаллические; 18 – марганцевые; 19 – разрывные нарушения; 20 – месторождения.

Fig. 1. Schemes of geographical position of the Nazarovskoe deposit (a) and geological structure of the Ozerminsky ore cluster, simplified after (Gordienko, Nefediev, 2015) (b) and geological map of the Nazarovskoe deposit, simplified after (Nefediev, 2009) (в).

1 – Meso-Cenozoic deposits of depressions; 2–4 – island-arc complex, Oldynda Formation (Є1), units: 2 – terrigenous-carbonate; 3 – rhyolite; 4 – andesite-dacite; 5 – Oldyn subvolcanic complex (Є1); 6 – andesite unit (O2); 7–10 – complex of superimposed rift-related structures, units: 7 – terrigenous (S2?); 8 – tuffogenic-terrirogenous (D1-2); 9 – carbonate-terrirogenous-tuffaceous (D3-C1); 10 – basaltic andesite (C2-3); 11–13 – Upper Paleozoic igneous complexes: 11 – volcanic ignimbrite-rhyolite; 12 – granite-granosienite; 13 – gabbroid; 14 – skarn zones; 15–18 – ore bodies: 15 – magnetite; 16 – hematite; 17 – gold-polymetallic; 18 – manganese; 19 – faults; 20 – deposits.

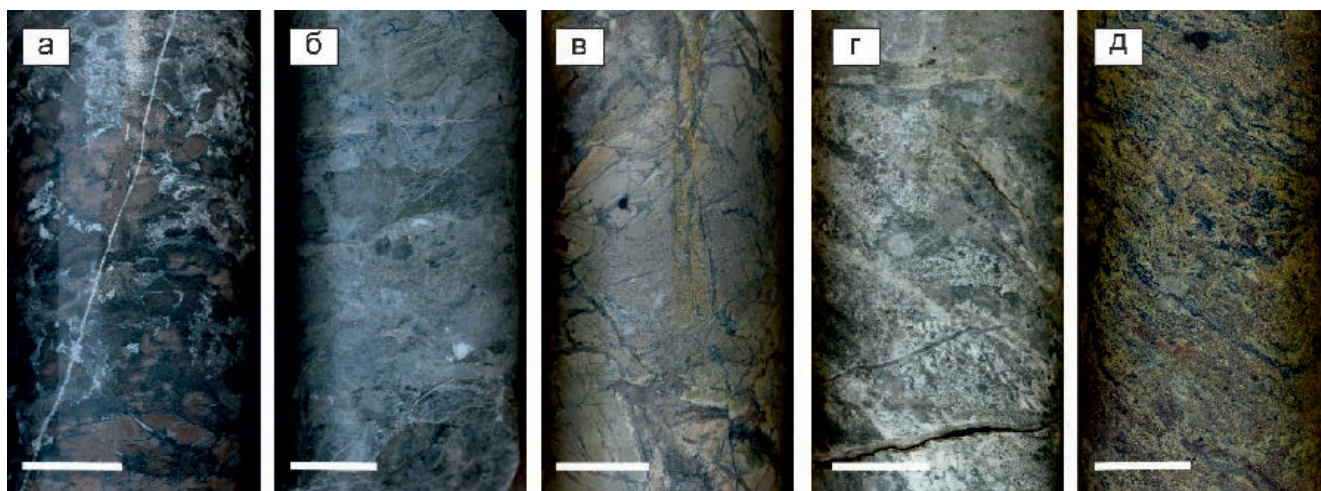


Рис. 2. Кальцит-гранатовые (а), амфиболовые (б), гранат-амфиболовые (в), тремолит-воластонитовые (г) и амфибол-эпидотовые (д) скарны северной части Назаровского месторождения.

Масштабная линейка 2 см.

Fig. 2. Calcite-garnet (a), amphibole (б), garnet-amphibole (в), tremolite-wollastonite (г), amphibole-epidote (д) skarns of the northern part of the Nazarovskoe deposit.

Scale bar is 2 cm.

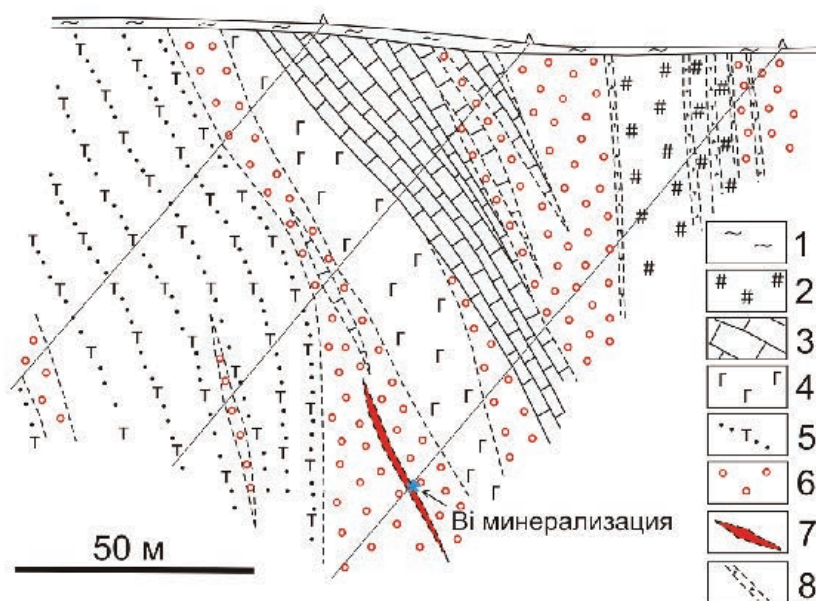


Рис. 3. Геологический разрез Назаровского месторождения, по полевым материалам.

1 – покровные отложения; 2 – гематитовые руды; 3 – известняки; 4 – лавы основного состава; 5 – вулканогенно-обломочные породы основного состава; 6 – скарны; 7 – сульфидные руды; 8 – зоны дробления.

Fig. 3. Geological cross-section of the Nazarovskoe deposit, based on field materials.

1 – Cover deposits; 2 – hematite ores; 3 – limestones; 4 – lavas of mafic composition; 5 – volcaniclastic rocks of mafic composition; 6 – skarns; 7 – sulfide ores; 8 – brecciation zones.

бра до 5.3 т (сайт <https://nedradv.ru/nedradv/invetsp?obj=d63bd630c3a0d64877dd8a1ea4013ce0>; Базаров, Кислов, 2011).

Руды месторождения подразделяются на магнетитовые, гематитовые, золото-полиметаллические и марганцевые (рис. 4а, б). Сульфидная

минерализация проявлена густой вкрапленностью пирита в карбонатизированных амфибол-эпидотовых скарнах. Текстуры руд Назаровского месторождения преимущественно грубополосчатые, гнездовые, вкрапленные, гнездово-вкрапленные, прожилково-вкрапленные, массивные (рис. 4в–ж).

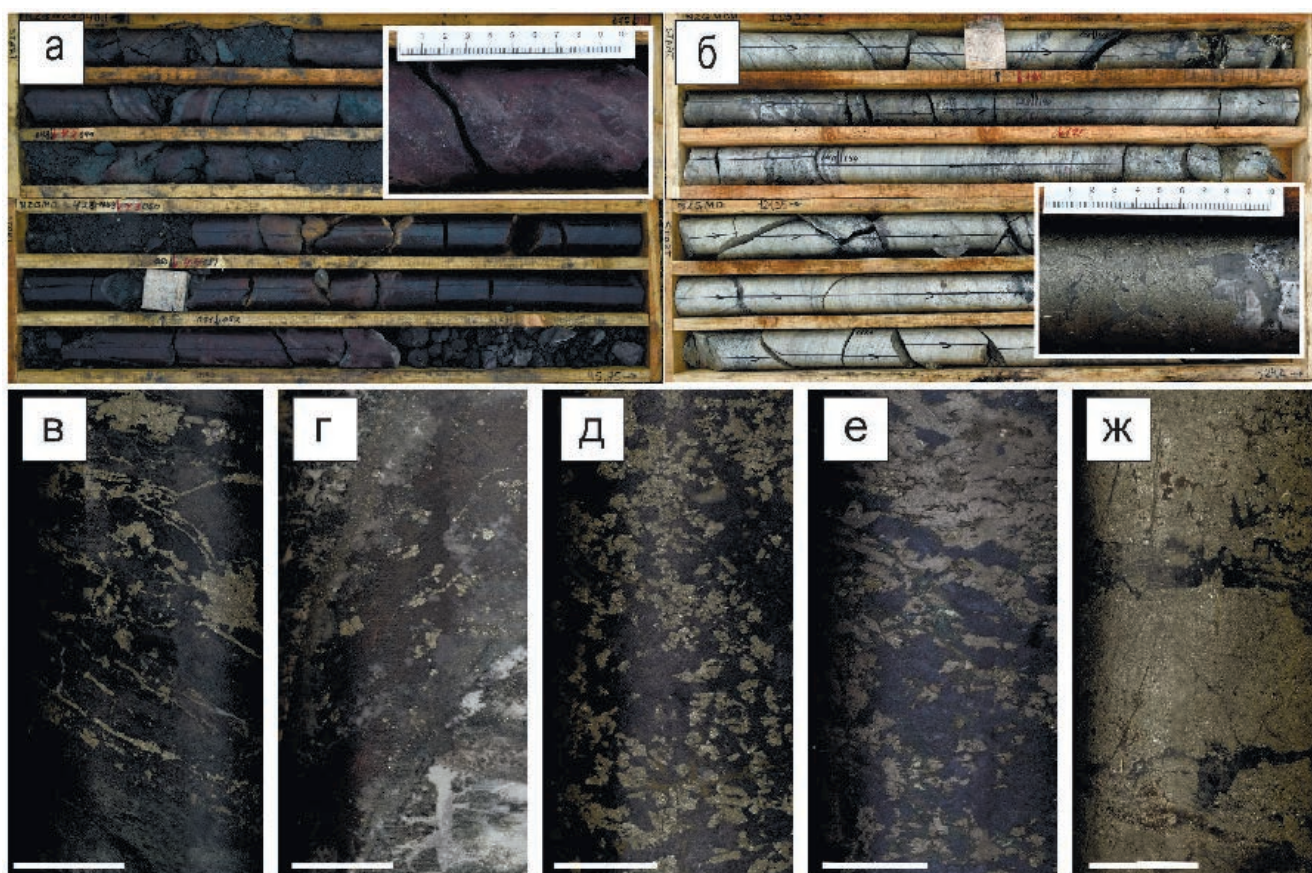


Рис. 4. Руды Назаровского месторождения: а – гематитовая; б – сульфидная; текстуры руд: в – гнездово-вкрапленная; г, д – прожилково-вкрапленная; е, ж – массивная.

Масштабная линейка на рис. в-ж – 2 см.

Fig. 4. Ores of the Nazarovskoe deposit: а – hematite; б – sulfide; ore textures: в – pocket-disseminated; г, д – stringer-disseminated; е, ж – massive.

Scale bar for Figs. в-ж is 2 cm.

Среди рудообразующих минералов преобладают пирит, сфалерит, арсенопирит. В различных соотношениях встречаются халькопирит, галенит, пирротин, марказит, густавит ($\text{AgPbBi}_3\text{S}_6$), магнетит, гематит, рутил (Бусленко, Ковалев, 1975; Дистанов, 1977; Нефедьев, 2009; Рыжкова, 2020). Самородное золото образует тонкие (до 0.001 мм, редко 0.1–0.2 мм) включения в пирите, кварце, халькопирите и сфалерите. Пробность золота варьирует от 710–740 ‰ (Нефедьев, 2009) до 820–880‰ (Ковалев и др., 2003).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения были отобраны пробы из керн на оценочных скважин северного фланга Назаровского месторождения. Исследования проведены в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс). Минеральный состав руд и вмещающих

пород изучался с помощью поляризационного микроскопа AxioScore A.1. Для определения химического состава рудных минералов использовался растворяющий электронный микроскоп Tescan Vega3 SBU с ЭДС Oxford Instruments X-act при ускоряющем напряжении 20 кВ, времени набора 120 сек, диаметре зонда 1 мкм. Количественный анализ проведен с использованием эталонов MINM-25-53 фирм «ASTIMEX Scientific Limited» (стандарт № 01-044) и «Microanalysis Consultants Ltd.» (стандарт № 1362).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералы висмута диагностированы в сфалерит-халькопирит-пирит-кварцевых прожилках мощностью 2 см, рассекающих кварц-мусковит-хлорит-карбонатный метасоматит (рис. 5а). Основными рудными минералами в прожилках являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, магнетит и

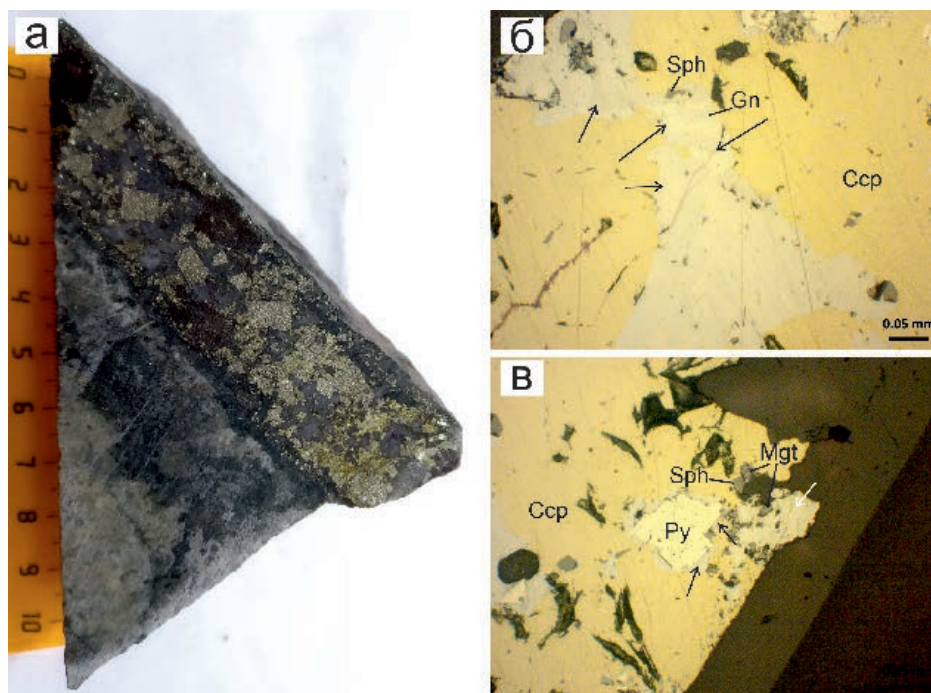


Рис. 5. Морфология висмутовых минералов: а – образец с висмутовой минерализацией; б – сростки халькопирита (Ccp) с галенит (Gn)-висмутовыми (стрелки) минералами и сфалеритом (Sph); в – сростки галенита с висмутовыми минералами (черная стрелка) по контуру кристалла пирита (Py) и на контакте халькопирита (Ccp) с жильными минералами. В халькопирите и айкините (белая стрелка) включения магнетита (Mgt) и сфалерита (Sph).

Рис. а – полированный образец; б, в – отраженный свет.

Fig. 5. Morphology of Bi minerals: а – sample with Bi minerals; б – intergrowths of chalcopyrite (Ccp) with galena (Gn)-bismuth (arrows) minerals and sphalerite (Sph); в – intergrowths of galena and Bi minerals (black arrow) along the contour of pyrite crystals (Py) and at the contact of chalcopyrite (Ccp) with vein minerals. Chalcopyrite and aikinite (white arrow) contain inclusions of magnetite (Mgt) and sphalerite (Sph).

Рис. а – полированный образец; б, в – отраженный свет.

гематит. Второстепенные и редкие минералы представлены арсенопиритом, пирротинном, теннантитом, минералами висмута, акантитом и самородным золотом.

Различаются три морфологических типа пирита: 1) крупные (до 5–6 мм) эвгдральные и субгдральные трещиноватые, пористые кристаллы с неровными краями и многочисленными включениями; 2) почковидные зерна размером 10–50 мкм в халькопирите, 3) эвгдральные кристаллы в халькопирите и жильной матрице (до 20 мкм). Халькопирит выполняет трещины в пирите и межзерновое пространство в нерудной матрице, образует эмульсионную вкрапленность, наиболее развитую по периметру и трещинам сфалерита. Сфалерит находится в сростаниях и включениях в халькопирите (до 30 мкм), пирите-1 (до 50 мкм), образует просечки и редко развивается по границе зерен халькопирита. В химическом составе сфалерита присутствует примесь Fe (1.89–4.9 мас. %), Cu (0.41 мас. %), Mn (0.22–0.34 мас. %) (табл. 1).

Тонкозернистый мартитизированный магнетит развивается вокруг зерен халькопирита на контакте с нерудной матрицей, выполняет трещины в пирите и халькопирите, образует включения в сфалерите, пирите-1, халькопирите, галените, висмутовых минералах. Гематит образует тонкие включения в пирите, сфалерите и халькопирите и сростания с халькопиритом, галенитом и нерудными минералами.

Висмутовая минерализация представлена самородным висмутом, сульфосолями Ag-Bi, Ag-Pb-Bi, Pb-Bi, Cu-Bi, Cu-Pb-Bi, сульфотеллуридами Bi. Минералы висмута образуют сложные сростания между собой, а также с халькопиритом и галенитом (рис. 5б, в; рис. 6а–д).

Самородный висмут (Bi 97.88–99.7 мас. %) приурочен к краям зерен галенита, контактам пирита с галенитом и образует включения в пирите, где он может сростаться с галенитом. Самородный висмут встречается редко, образует зерна с близкими к изометричным сечениями. Размер зерен не превы-

Таблица 1

Химический состав основных рудных минералов (мас. %)

Table 1

Chemical composition of major ore minerals (wt. %)

№ п/п	№ анализа	S	Mn	Fe	Cu	Zn	Сумма	Кристаллохимическая формула
Пирит								
1	24370f	52.98	–	47.02	–	–	100.00	Fe _{1.02} S _{2.00}
2	24370b	53.15	–	46.85	–	–	100.00	Fe _{1.01} S _{2.00}
3	24437r	52.69	–	47.09	–	–	99.79	Fe _{1.03} S _{2.00}
Халькопирит								
4	24437h	34.04	–	30.87	35.09	–	100.00	Cu _{1.04} Fe _{1.04} S _{2.00}
5	24433d	34.90	–	30.24	34.71	–	99.85	Cu _{1.00} Fe _{0.99} S _{2.00}
Сфалерит								
6	20087c	33.10	0.34	4.9	–	60.79	99.12	(Zn _{0.90} Fe _{0.08} Mn _{0.01}) _{0.99} S _{1.00}
7	20087d	33.41	0.22	4.27	–	62.09	99.98	Zn _{0.91} Fe _{0.07} Mn _{0.004}) _{0.99} S _{1.00}
8	20087a	32.99	–	2.71	0.41	63.34	99.46	(Zn _{0.94} Fe _{0.05} Cu _{0.01}) _{1.00} S _{1.00}
9	24437j	33.56	–	1.89	–	64.50	99.95	(Zn _{0.94} Fe _{0.03}) _{0.97} S _{1.00}

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны на S = 1 (сфалерит) и S = 2 (пирит, халькопирит). Здесь и в табл. 2, прочерк – не обнаружено.

Note. The crystal chemical formulas are calculated for S = 1 (sphalerite) and S = 2 (pyrite, chalcopyrite). Here and in Table 2, dash – not detected.

шает 10 мкм. В его составе иногда присутствует небольшая примесь Fe (1.58 мас. %), возможно, из-за его нахождения в пирите.

Наиболее распространенной является сервеллеит ± виттихенит–галенит–матильдит–айкинитовая ассоциация, распространенная в халькопирите или на контакте халькопирита с пиритом и кварцем (рис. 6а–д). Сервеллеит (?) Ag₄TeS образует изометричные выделения размером 10 мкм на контакте айкинита с матильдитом (рис. 6г, д). В составе сервеллеита установлена примесь Cu (5.44–5.6 мас. %), что отличает минерал от сервеллеита из места первой находки (Criddle et al., 1989) и близко к сервеллеиту из некоторых колчеданных месторождений (Novoselov et al., 2006).

Матильдит AgBiS₂ – один из наиболее распространенных висмутовых минералов, он образует решетчатые, изометричные, сложные, интерстиционные выделения в ассоциации с галенитом и айкинитом в халькопирите (рис. 6а–д), на контакте халькопирита с пиритом и сфалерита с нерудной матрицей, реже развит по трещинам и в виде включений в пирите. Для матильдита характерна структура распада с галенитом и включения виттихенита. Размер зерен матильдита достигает 20 мкм. В химическом составе присутствует примесь Fe (0.54–1.78 мас. %) и Cu (0.37–1.54 мас. %) (табл. 2).

Айкинит PbCuBiS₃ широко распространен, ассоциирует с халькопиритом, галенит-матильдитовым твердым раствором, сервеллеитом и виттихенитом (рис. 6а–д). Зерна айкинита характеризуются интерстиционной, изометричной, сложной формой. Минерал образует сростки с халькопиритом, выполняет трещины в пирите и нерудной матрице на контакте со сфалеритом. Размер зерен составляет около 50 мкм, на контакте халькопирита с кварцем отмечаются отдельные зерна размером 120 мкм. В составе айкинита диагностирована примесь Ag (3.79 мас. %), Te (0.94 мас. %) и Fe (0.28–0.54 мас. %) (табл. 2).

Виттихенит Cu₃BiS₃ диагностирован в виде включения в сложном сростке галенита, матильдита и айкинита (рис. 6а–в). Также виттихенит развивается по трещинам или цементирует их в халькопирите с другими минералами висмута. Зерна имеют вытянутую, сложную форму и размер до 20 мкм. В химическом составе может присутствовать Pb (3.9 мас. %), Fe (0.69–1.94 мас. %), Ag (1.04–1.58 мас. %) (табл. 2).

Серебро-свинец-висмутовые сульфосоли представлены густавитом, ширмеритом и эскимойтом (?). Густавит PbAgBi₃S₆ диагностирован в виде ангдрального включения размером 10–15 мкм в сфалерите (рис. 6е). Ширмерит AgPb₂Bi₃S₇ (?) и

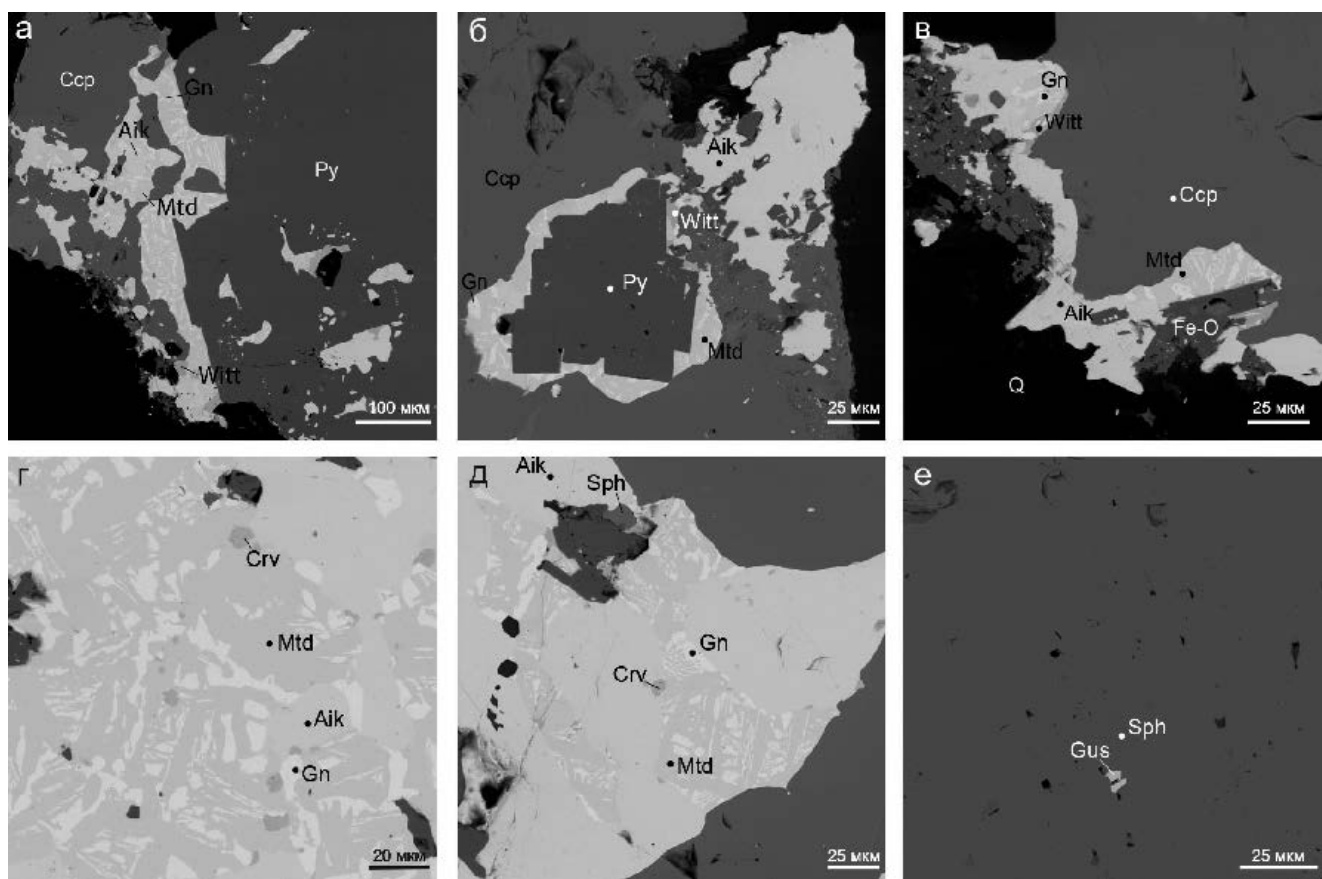


Рис. 6. Взаимоотношение минералов висмута между собой и с сульфидами Назаровского месторождения: а – сросток айкинита (Aik), галенита (Gn), матильдита (Mtd) и виттихенита (Witt) на контакте пирита (Py) с халькопиритом (Ccp); б – сросток виттихенита с матильдитом и галенитом на контакте пирита с халькопиритом и выделение айкинита на контакте халькопирита с нерудной матрицей; в – сросток галенита, виттихенита, айкинита и матильдита на контакте халькопирита с кварцем (Q) и оксидами железа (Fe-O); г – сросток сервеллеита (Crv), матильдита, айкинита и галенита; д – сросток айкинита, сфалерита (Sph), галенита, сервеллеита и матильдита в халькопирите; е – включение густавита (Gus) в сфалерите.

СЭМ фото.

Fig. 6. Relationship of bismuth minerals with each other and with sulfides of the Nazarovskiy deposit: а – aggregate of aikinite (Aik), galena (Gn), matildite (Mtd), and wittichenite (Witt) at the contact of pyrite (Py) with chalcopyrite (Ccp); б – aggregate of wittichenite with matildite and galena at contact of pyrite with chalcopyrite and inclusions of aikinite at the contact of chalcopyrite with gangue matrix, в – intergrowth of galena, wittichenite, aikinite, and matildite at the contact of chalcopyrite with quartz (Q) and iron oxides (Fe-O); г – intergrowth of cervellite (Crv), matildite, aikinite, and galena; д – aggregate of aikinite, sphalerite (Sph), galena, cervellite, and matildite in chalcopyrite; е – inclusion of gustavite (Gus) in sphalerite.

SEM images.

эскимоит $Ag_7Pb_{10}Bi_{15}S_{36}$ (?) встречаются редко, образуют изометричные включения размером 20 мкм в халькопирите (ширмерит) и размером 10 мкм в пирите (эскимоит). В эскимоите присутствует примесь Fe (2.21 мас. %), возможно, из-за его нахождения в пирите и маленького размера самого зерна (табл. 2).

Козалит $Pb_2Bi_2S_5$ обнаружен в виде одного зерна каплевидной формы размером 150 мкм в кварцевом прожилке. Содержание серебра в составе минерала достигает 4.35 мас. % (табл. 2).

Сульфотеллуриды висмута представлены ингодитом (Bi_2TeS), который диагностирован в тонком сростке с галенитом и электрумом (Au 66.13–68.34 мас. %, Ag 31.48–33.54 мас. %) в виде включения в пирите. Размер зерна около 5 мкм. В химическом составе минерала присутствует примесь Fe 3.35 мас. % (табл. 2).

Кроме собственных минералов висмута, примесь Bi присутствует в галените и теннантите. Галенит образует срастания с халькопиритом, выполняет трещины и включения в пирите-1, сфалерите и

Таблица 2

Химический состав висмутсодержащих минералов и минералов Bi (мас. %)

Table 2

Chemical composition of Bi-bearing and Bi minerals (wt. %)

№ п/п	№ анализа	S	Fe	Cu	Ag	Pb	Bi	Zn	As	Te	Сумма	Кристаллохимическая формула
Матильдит												
1	20154a	17.08	1.45	0.40	27.99	–	52.98	–	–	–	99.91	(Ag _{0.97} Cu _{0.02}) _{0.99} (Bi _{0.95} Fe _{0.10}) _{1.05} S _{2.00}
2	20154b	16.98	1.03	0.82	28.48	–	53.27	–	–	–	100.59	(Ag _{1.00} Cu _{0.05}) _{1.05} (Bi _{0.96} Fe _{0.07}) _{1.03} S _{2.00}
3	20154g	16.98	–	1.54	28.96	–	53.05	–	–	–	100.52	(Ag _{1.01} Cu _{0.09}) _{1.11} Bi _{0.96} S _{2.00}
4	20154d	16.53	–	–	28.27	–	55.03	–	–	–	99.84	Ag _{1.02} Bi _{1.02} S _{2.00}
5	24437b	16.93	1.78	–	29.48	–	51.69	–	–	–	99.88	Ag _{1.04} (Bi _{0.94} Fe _{0.12}) _{1.06} S _{2.00}
6	24437o'	17.20	0.80	1.21	29.05	–	51.54	–	–	–	99.81	(Ag _{1.00} Cu _{0.07}) _{1.07} (Bi _{0.92} Fe _{0.05}) _{0.97} S _{2.00}
7	24437l	17.05	–	0.37	30.45	–	52.04	–	–	–	99.92	(Ag _{1.06} Cu _{0.02}) _{1.08} Bi _{0.94} S _{2.00}
8	24437g	16.91	0.54	1.27	29.00	–	51.70	–	–	–	99.42	(Ag _{1.02} Cu _{0.08}) _{1.10} (Bi _{0.94} Fe _{0.04}) _{0.98} S _{2.00}
9	24433l	16.15	–	1.16	30.01	–	52.68	–	–	–	100.01	(Ag _{1.10} Cu _{0.07}) _{1.17} Bi _{1.00} S _{2.00}
10	24433e	17.16	–	–	29.79	–	52.84	–	–	–	99.79	Ag _{1.03} Bi _{0.94} S _{2.00}
Айкинит												
11	20154e	16.53	–	11.27	3.79	33.05	34.84	–	–	0.94	100.41	Cu _{1.03} (Pb _{0.93} Ag _{0.20}) _{1.13} (Bi _{0.97} Te _{0.04}) _{1.01} S _{3.00}
12	20154h	16.85	–	11.66	–	34.54	36.58	–	–	–	99.65	Cu _{1.05} Pb _{0.95} Bi _{1.00} S _{3.00}
13	24433f	16.18	–	11.74	–	41.37	30.46	–	–	–	99.76	Cu _{1.10} Pb _{1.19} Bi _{0.87} S _{3.00}
14	24433k	16.06	–	11.88	–	41.37	30.88	–	–	–	100.20	Cu _{1.12} Pb _{1.20} Bi _{0.89} S _{3.00}
15	24437d	15.86	0.54	11.92	–	41.40	30.15	–	–	–	99.86	Cu _{1.14} Pb _{1.21} Fe _{0.06} Bi _{0.88} S _{3.00}
16	24437k	16.24	0.28	11.62	–	41.07	30.69	–	–	–	99.91	Cu _{1.08} Pb _{1.17} Fe _{0.03} Bi _{0.87} S _{3.00}
17	24437p	15.98	–	11.85	–	41.42	30.42	–	–	–	99.66	Cu _{1.12} Pb _{1.20} Bi _{0.88} S _{3.00}
Виттихенит												
18	20154f	19.48	0.69	38.99	1.58	–	38.96	–	–	–	99.70	(Cu _{3.03} Ag _{0.07}) _{3.10} (Bi _{0.92} Fe _{0.06}) _{0.98} S _{3.00}
19	24437q	19.15	1.94	40.15	–	–	38.58	–	–	–	99.82	Cu _{3.17} (Bi _{0.93} Fe _{0.17}) _{1.10} S _{3.00}
20	24437f	18.93	1.40	40.18	1.40	–	38.20	–	–	–	100.10	(Cu _{3.21} Ag _{0.07}) _{3.28} (Bi _{0.93} Fe _{0.13}) _{1.06} S _{3.00}
21	24433m	18.31	0.91	40.71	1.04	–	38.87	–	–	–	99.85	(Cu _{3.37} Ag _{0.05}) _{3.42} (Bi _{0.98} Fe _{0.09}) _{1.06} S _{3.00}
22	24433i	18.81	–	38.11	1.18	3.9	37.95	–	–	–	99.94	(Cu _{3.07} Ag _{0.06}) _{3.13} (Bi _{0.93} Pb _{0.10}) _{1.03} S _{3.00}
Густавит												
23	20087b	17.19	–	–	10.18	19.00	53.62	–	–	–	100.00	Ag _{1.06} Pb _{1.03} Bi _{2.87} S _{6.00}
Ширмерит												
24	20154c	16.70	–	–	5.61	32.73	44.77	–	–	–	99.80	Ag _{0.70} Pb _{2.12} Bi _{2.88} S _{7.00}
Эскимоит												
25	24370a	15.53	2.21	–	9.98	24.74	47.42	–	–	–	99.88	Ag _{6.88} (Pb _{8.88} Fe _{2.94}) _{11.82} Bi _{16.87} S _{36.00}
Козалит												
26	24433j	17.58	–	–	4.35	36.77	38.16	–	–	–	96.86	(Pb _{1.62} Ag _{0.37}) _{1.99} Bi _{1.67} S _{5.00}
Ингодит												
27	24433p	5.18	3.35	–	–	–	70.65	–	–	20.86	100.04	Bi _{2.09} Fe _{0.37} Te _{1.01} S _{1.00}
Галенит												
28	24437e	12.99	0.40	1.06	1.84	82.16	2.46	–	–	–	100.91	(Pb _{0.98} Cu _{0.04} Ag _{0.04} Bi _{0.03} Fe _{0.02}) _{1.11} S _{1.00}
29	24437m	12.77	–	–	1.49	83.51	1.92	–	–	–	99.68	(Pb _{1.01} Ag _{0.03} Bi _{0.02}) _{1.06} S _{1.00}
30	24433n	13.27	–	–	1.24	85.19	–	–	–	–	99.69	(Pb _{0.99} Ag _{0.03}) _{1.02} S _{1.00}
31	24433g	13.53	–	–	2.21	83.94	–	–	–	–	99.68	(Pb _{0.96} Ag _{0.05}) _{1.01} S _{1.00}
Теннантит												
32	24437o	27.93	3.48	41.00	0.85	–	–	6.23	20.07	–	99.56	(Cu _{9.63} Ag _{0.12}) _{9.75} (Zn _{1.42} Fe _{0.93}) _{2.35} As _{4.0} S ₁₃
33	24433b	26.08	3.49	41.42	–	1.26	1.21	5.62	20.46	–	99.54	Cu _{10.42} (Zn _{1.37} Fe _{1.0} Pb _{0.1}) _{2.47} (As _{4.36} Bi _{0.09}) _{4.45} S ₁₃
34	24433c	25.55	3.41	41.80	–	1.67	2.86	6.08	18.42	–	99.79	Cu _{10.73} (Zn _{1.52} Fe _{1.0} Pb _{0.13}) _{2.65} (As _{4.01} Bi _{0.22}) _{4.23} S ₁₃

Примечание. Кристаллохимические формулы рассчитаны на S = 1 (галенит, ингодит), S = 2 (матильдит), S = 3 (виттихенит, айкинит), S = 5 (козалит), S = 6 (густавит), S = 7 (ширмерит), S = 13 (теннантит) и S = 36 (эскимоит).

Note. The crystal chemical formulas are calculated for S = 1 (galena, ingodite), S = 2 (matildite), S = 3 (wittihenite, aikinite), S = 5 (kozalite), S = 6 (gustavite), S = 7 (schirmerite), S = 13 (tennantite), and S = 36 (eskimoite).

нерудной матрице. В виде включений в пирите галенит образует как однородные зерна, так и сростания с самородным золотом и ингодитом. Галенит также формирует субграфические сростания с матильдитом в ассоциации с айкинитом и халькопиритом. В галените присутствуют тонкие включения сфалерита, халькопирита, пирита-3, магнетита, гематита. Размер зерен галенита сильно варьирует, достигая 100 мкм. В химическом составе галенита, ассоциирующем с минералами висмута, определены примеси Bi 1.92–2.46 мас. %, Ag 1.24–2.21 мас. %, Cu 1.06 мас. % и Fe 0.4 мас. % (табл. 2).

Теннантит образует реакционную кайму мощностью до 10 мкм между арсенопиритом и халькопиритом. Химический состав отвечает теннантиту-(Zn) (Biagioni et al., 2020), в котором атомные отношения $Zn / (Zn + Fe)$ варьируют в диапазоне 0.58–0.60. Примесь Bi достигает 2.86 мас. %, Pb – 1.67 мас. %, Ag – 0.85 мас. % (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Висмутовая минерализация является типоморфной для месторождений, ассоциирующих с интрузивами кислого состава (Дунин-Барковская, 1978; Mladenova et al., 2001; Cook, Ciobanu, 2004; Dimitrova, Kerestedjian, 2006; Ciobanu et al., 2010; Белогуб и др., 2010; Kołodziejczyk et al., 2015; Pmen et al., 2016; Прибавкин и др., 2018; Ятимов и др., 2019; Касаткин и др., 2023), в том числе для скарновых объектов. Нами впервые для Назаровского месторождения и в целом для Озернинского рудного узла охарактеризован широкий спектр сульфосолей висмута.

Температурным репером изученной рудной ассоциации является самородный висмут, температура плавления которого составляет 271 °С. Также в качестве индикатора температуры можно рассматривать галенит-матильдитовый твердый раствор, который является неограниченным при температурах выше 216 °С (Чвилева и др., 1988; Foord, Shawe, 1989). В изученных рудах галенит содержит примесь Ag до 2.21 мас. % и образует субграфические сростания с матильдитом, что свидетельствует о существовании твердого раствора, т. е. о температуре формирования этой минерализации, превышающей 216 °С и его последующем распаде. Низкая активность теллура в рудах подтверждается редкими находками сульфотеллуридов висмута (ингодит) и серебра (сервеллеит) и отсутствием собственно теллуридов.

Образование сульфидных руд Назаровского месторождения с висмутовой минерализацией, согласно результатам изучения флюидных включений происходило при температурах 360–245 °С и солености флюида 9.9–7.5 мас. % NaCl-экв. и хлоридно-магниево-калиевом и хлоридно-железистом солевом составе (Мунконов, Дамдинова, 2023). В этом ряду, учитывая особенности структуры руд, висмутовые сульфосоли формировались на завершающей наиболее низкотемпературной стадии формирования жил.

Сульфидные руды Назаровского месторождения являются продуктом скарнирования гидротермально-осадочных руд вблизи гранитоидной интрузии (Бусленко, Ковалев, 1975). Контактные изменения привели к перекристаллизации руд и их частичной регенерации. Подобные перекристаллизованные сульфидные руды известны на ряде рудопроявлений района, в том числе имеются их локальные проявления на гигантском Озерном месторождении (Дамдинов и др., 2023; Дамдинова и др., 2023), на котором по данным исследований флюидных включений из кварца перекристаллизация руд происходила в пределах температур 535–200 °С (Дамдинова и др., 2023). Висмутовая минерализация в рудах Назаровского месторождения является, вероятно, продуктом наложенного скарнового этапа.

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Э.Б., Кислов Е.В. (2011) Зона окисления Назаровского золото-цинкового месторождения (Западное Забайкалье). *Минерагеня Северо-Восточной Азии: материалы II Всероссийской научно-практической конференции*. Улан-Удэ, Экос, 22–24.
- Белогуб Е.В., Молошаг В.П., Новоселов К.А., Котляров В.А. (2010) Самородный висмут, цумоит и свинцовистая разновидность цумоита из Гарньерского медно-цинково-колчеданного месторождения (Северный Урал). *Записки Российского минералогического общества*, 139(6), 108–119.
- Бусленко А.И., Ковалев К.Р. (1975) Генетические особенности и метаморфизм руд Назаровского колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье). *Геология и геофизика*, 16(10), 73–82.
- Вольфсон Ф.И., Дружинин А.В. (1975) Главнейшие типы рудных месторождений. М., Недра, 392.
- Гордиенко И.В., Нефедьев М.А. (2015) Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения. *Геология рудных месторождений*, 57(2), 114–124. <https://doi.org/10.7868/S0016777015020021>

- Гордиенко И.В., Нефедьев М.А., Платов В.С. (2013) Строеение, минеральные типы рудных месторождений и перспективы освоения Еравнинского рудного района западного Забайкалья. *Отечественная геология*, 42(1), 7–22.
- Дамдинов Б.Б., Викентьев И.В., Дамдинова Л.Б., Минина О.Р., Жмодик С.М., Соболев И.Д., Тюкова Е.Э., Спирина А.В., Извекова А.Д., Москвитина М.Л., Сажина Т.И., Бадмажапов Б.Б. (2023) Проблемы генезиса месторождений Озернинского полиметаллического рудного узла (Западное Забайкалье, Россия). *Отечественная геология*, (2), 73–90. <https://doi.org/10.47765/0869-7175-2023-10010>
- Дамдинова Л.Б., Дамдинов Б.Б., Микентьев И.В., Реутский В.Н. (2023) Условия формирования перекристаллизованных руд Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье, Россия). *Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Рациональное природопользование*. Чита, 48–52.
- Дистанов Э.Г. (1977) Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск, Наука, 366 с.
- Дорошкевич А.Г. (2002ф) Результаты поисковых работ на полиметаллы в южной части Кыджимитского рудного узла и подсчет запасов золото-полиметаллического оруденения Назаровского месторождения на 1.03.2002 (Озернинский рудный узел).
- Дунин-Барковская Э.А. (1978) Геохимия и минералогия висмута (Чаткало-Кураминские горы). Ташкент, Фан УзССР, 272 с.
- Касаткин А.В., Белогуб Е.В., Кузнецов А.М., Новоселов К.А., Шкода Р., Нестола Ф., Рогов Д.А. (2023) Висмутовые минералы Юго-Конеевского и Пороховского месторождения вольфрама (Южный Урал). *Минералогия*, 9 (3), 26–49. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2023-9-3-3>
- Ковалев К.Р., Баулина М.В., Акимцев В.А., Аношин Г.Н. (2003) Стратиформные цинково-колчеданные руды и золоторудная минерализация на Назаровском месторождении (Западное Забайкалье). *Геология и геофизика*, 44 (10), 963–978.
- Мунконов Э.Ч.-Д., Дамдинова Л.Б. (2023) Золото-полиметаллические руды Назаровского месторождения (Западное Забайкалье). *Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Рациональное природопользование*. Чита, 75–77.
- Назаровское месторождение [Электронный ресурс]. URL: <https://nedradv.ru/nedradv/invetsp?obj=d63bd630c3a0d64877dd8a1ea4013ce0> (дата обращения 6.06.2024)
- Нефедьев М.А. (2009) Объемная модель и оценка перспектив Озернинского рудного узла по геофизическим данным (Западное Забайкалье). Улан-Удэ, БНЦ СО РАН, 184 с.
- Озерное месторождение [Электронный ресурс]. URL: <https://nedradv.ru/nedradv/invetsp?obj=9ca8e2d2ab6e71575d82c482dcff2688> (дата обращения 6.06.2024)
- Платов В.С., Игнатов А.М., Патрахин Е.Г. и др. (2013ф) Отчет о результатах работ по объекту № 9 (код 13-66) «ГДП-200 листа N-49-XXVIII (Еравнинская площадь)».
- Прибавкин С.В., Сустанов С.Г., Готтман И.А. (2018) Сульфосоли висмута березовского рудного района: химический состав и минеральные ассоциации. *Литосфера*, 18(3), 445–458. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-3-445-458>
- Пятилов М.М., Жданов А.В. (2014ф) Отчет о результатах геологоразведочных работ на Назаровском золото-сульфидно-цинковом месторождении в 2006–2012 гг. с подсчетом запасов полезных ископаемых по категории С₁ и С₂ по состоянию на 01.01.2014.
- Рыжкова Ю.А. (2020) Минералогия руд Назаровского цинкового месторождения (Озернинский рудный узел, Бурятия). *Металлогения древних и современных океанов-2020. Критические металлы в рудообразующих системах*. Миасс, ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 98–102.
- Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М., Агроскин А.С., Папаян Г.В., Виноградова Р.А., Лебедева С.И., Завьялов Е.Н., Филимонова А.А., Петров В.К., Раутиан Л.П., Свешникова О.Л. (1988) Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М., Недра, 504 с.
- Ятимов У.А., Аюпова Н.Р., Блинов И.А., Котляров В.А. (2019) Висмутовые минералы сульфидно-магнетитовых руд месторождения Акташ (Западный Кармазар, Таджикистан). *Минералогия*, 5(4), 28–40. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2019-5-4-4>
- Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moelo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. (2020) The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *American Mineralogist*, 105(1), 109–122. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7128>
- Christy A. (2015) Causes of anomalous mineralogical diversity in the Periodic Table. *Mineralogical Magazine*, 79(1), 33–49. <https://doi.org/10.1180/minmag.2015.079.1.04>
- Ciobanu C., Birch W., Cook N., Pring A., Grundler P. (2010) Petrogenetic significance of Au–Bi–Te–S associations: The example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia. *Lithos*, 116(1–2), 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.004>
- Ciobanu C., Cook N.J., Damian F., Damian G. (2006) Gold scavenged by bismuth melts: an example from Alpine shear-remobilizates in the Higis Massif, Romania. *Mineralogy and Petrology*, 87, 351–384. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0125-9>
- Cook N., Ciobanu C. (2004) Bismuth tellurides and sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts., Romania: Paragenesis and genetic significance. *Mineralogical Magazine*, 68(2), 301–321. <https://doi.org/10.1180/0026461046820188>
- Criddle A.J., Chisholm J.E., Stanley C.J. (1989) Cerveleite, Ag₄TeS, a new mineral from the Bambolla mine, Mexico, and a description of a photo-

chemical reaction involving cervelleite, acanthite and hessite. *European Journal of Mineralogy*, (1), 371–380. <https://doi.org/10.1127/ejm/1/3/0371>

Dimitrova D., Kerestedjian Th. (2006) Bismuth minerals in the postskarn sulphide-arsenide mineralization in the Martinovo iron deposit, NW Bulgaria. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 44, 19–32.

Douglas N., Mavrogenes J., Hack A., England R. (2000) The liquid bismuth collector model: an alternative gold deposition mechanism. Sydney, Geological society of Australia, Australian Geological Convention.

Fitros M., Tombros S., Williams-Jones A., Tsikouras B., Koutsopoulou E., Hatzipanagiotou K. (2017) Physicochemical controls on bismuth mineralization: An example from Moutoulas, Serifos Island, Cyclades, Greece. *American Mineralogist*, 102, 1622–1631. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6125>

Foord E., Shawe D. (1989) The Pb-Bi-Ag-Cu-(Hg) chemistry of galena and some associated sulfosalts: a review and some new data from Colorado, California, and Pennsylvania. *Canadian Mineralogist*, 27, 363–382.

Ilmen S., Alansari A., Baidada B., Maacha L., Bajddi A. (2016) Minerals of the Ag-Bi-Cu-Pb-S system from the Amensif carbonate-replacement deposit (western High Atlas, Morocco). *Journal of Geochemical Exploration*, 161, 85–97. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.11.008>

Kołodziejczyk J., Pršek J., Melfos V., Voudouris P., Maliqi F., Kozub-Budzyń G. (2015) Bismuth minerals from the Stan Terg deposit (Trepça, Kosovo). *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 192(3), 317–333. <https://doi.org/10.1127/njma/2015/0288>

Mladenova V., Kerestedjian Th., Dimitrova D. (2001) Ag-Cu-Pb-Bi mineralization from the Svishti Plaz gold deposit, Central Balkan Mountain, Bulgaria. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, (38), 55–66.

Novoselov K.A., Belogub E.V., Zaykov V.V., Yakovleva V.A. (2006) Silver sulfotellurides from volcanic-hosted massive sulfide deposits in the Southern Urals. *Mineralogy and Petrology*, 87(3–4), 327–349. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0132-x>

Tooth B. (2013) The hydrothermal chemistry of bismuth and the liquid bismuth collector model. Adelaide, University of Adelaide, 125 p.

Voudoris H., Spry P.G., Melfos V., Alfieris D. (2007) Tellurides and bismuth sulfosalts in gold occurrences of Greece: mineralogical and genetic considerations. *Au-Ag Telluride-Selenide Deposits (Field Workshop)*. Finland, Espoo, 85–94.

Zhou H., Sun X., Fu Y., Lin H., Jiang L. (2016) Mineralogy and mineral chemistry of Bi-minerals: Constraints on ore genesis of the Beiya giant porphyry-skarn gold deposit, southwestern China. *Ore Geology Reviews*, 79, 408–424. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.008>

REFERENCES

Bazarov E.B., Kislov E.V. (2011) The oxidation zone of the Nazarovskoe gold and zinc deposit (Western Transbaikalia). *Mineralogeniya Severo-Vostochnoy Azii: materialy «Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii. (Mineralogy of Northeast Asia: Proceedings of the II All-Russian Scientific and Practical Conference)*. Ulan-Ude, Ekos, 22–24. (in Russian)

Belogub E.V., Moloshag V.P., Novoselov K.A., Kotlyarov V.A. (2010) Native bismuth, tsumoite, and Pb-bearing tsumoite from the Tarn'er copper-zinc-pyrite deposit (Northern Urals). *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 139 (6), 108–119. (in Russian)

Biagioni C., George L.L., Cook N.J., Makovicky E., Moelo Y., Pasero M., Sejkora J., Stanley C.J., Welch M.D., Bosi F. (2020) The tetrahedrite group: Nomenclature and classification. *American Mineralogist*, 105(1), 109–122. <https://doi.org/10.2138/am-2020-7128>

Buslenko A.I., Kovalev K.P. (1975) Genetic features and metamorphism of ores of the Nazarovsky pyrite-polymetallic deposit (Western Transbaikalia). *Geologiya i geofizika (Geology and Geophysics)*, 16(10), 73–82. (in Russian)

Christy A. (2015) Causes of anomalous mineralogical diversity in the Periodic Table. *Mineralogical Magazine*, 79(1), 33–49. <https://doi.org/10.1180/minmag.2015.079.1.04>

Chvileva T.N., Bezsmertnaya M.S., Spiridonov E.M., Agroskin A.S., Papayan G.V., Vinogradova R.A., Lebedeva S.I., Zav'yalov E.N., Filimonova A.A., Petrov V.K., Rautian L.P., Sveshnikova O.L. (1988) Guide book of ore minerals in reflected light. Moscow, Nedra, 504 p. (in Russian)

Ciobanu C., Birch W., Cook N., Pring A., Grundler P. (2010) Petrogenetic significance of Au–Bi–Te–S associations: The example of Maldon, Central Victorian gold province, Australia. *Lithos*, 116 (1–2), 1–17. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.004>

Ciobanu C., Cook N.J., Damian F., Damian G. (2006) Gold scavenged by bismuth melts: an example from Alpine shear-remobilizates in the Higiş Massif, Romania. *Mineralogy and Petrology*, 87, 351–384. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0125-9>

Cook N., Ciobanu C. (2004) Bismuth tellurides and sulphosalts from the Larga hydrothermal system, Metaliferi Mts., Romania: Paragenesis and genetic significance. *Mineralogical Magazine*, 68(2), 301–321. <https://doi.org/10.1180/0026461046820188>

Criddle A.J., Chisholm J.E., Stanley C.J. (1989) Cervelleite, Ag₄TeS, a new mineral from the Bambolla mine, Mexico, and a description of a photochemical reaction involving cervelleite, acanthite and hessite. *European Journal of Mineralogy*, (1), 371–380. <https://doi.org/10.1127/ejm/1/3/0371>

- Gordienko I.V., Nefed'ev M.A. (2015) The Kurba–Eravna ore district of Western Transbaikalia: geological and geophysical structure, types of ore deposits, predictive assessment, and mineral resource potential. *Geology of Ore Deposits*, 57(2), 101–110. <https://doi.org/10.1134/S1075701515020026>
- Gordienko I.V., Nefed'ev M.A., Platov V.S. (2013) Structure, mineral types of ore deposits and prospects for exploration of the Eravna ore region of Western Transbaikalia. *Otechestvennaya geologiya (Domestic Geology)*, 42(1), 7–22. (in Russian)
- Damdinova L.B., Vikentiev I.V., Damdinova L.B., Minina O.R., Zhmodik S.M., Sobolev I.D., Tyukova E.E., Spirina A.V., Izvekova A. D., Moskvitina M.L., Sazhina T.I., Badmazhapov B.B. (2023) Problems of genesis of deposits of the Ozerninsky polymetallic ore cluster (Western Transbaikalia, Russia). *Otechestvennaya geologiya (Domestic Geology)*, (2), 73–90. <https://doi.org/10.47765/0869-7175-2023-10010> (in Russian)
- Damdinova L.B., Damdinov B.B., Vikentiev I.V., Reutskiy V.N. (2023) Formation conditions of recrystallized ores of the Ozernoe polymetallic deposit (Western Transbaikalia, Russia). *Mineralogiya i geokhimiya landshafta gornorudnyh territoriy. Ratsional'noe prirodopol'zovanie (Mineralogy and Geochemistry of Landscape of Mining Territories. Rational Use of Natural Resources)*. Chita, 48–52. (in Russian)
- Dimitrova D., Kerestedjian Th. (2006) Bismuth minerals in the postskarn sulphide-arsenide mineralization in the Martinovo iron deposit, NW Bulgaria. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 44, 19–32.
- Distanov E.G. (1977) Polymetallic massive sulfide deposits of Siberia. Novosibirsk, Nauka, 366 c. (in Russian)
- Doroshkevich A.G. (2002) Unpublished report on results of exploration work for polymetals in the southern part of the Kyzhimit ore cluster and calculation of reserves of gold-polymetallic mineralization of the Nazarovskoe deposit as of 01.03.2002 (Ozerninsky ore cluster). (in Russian)
- Douglas N., Mavrogenes J., Hack A., England R. (2000) The liquid bismuth collector model: an alternative gold deposition mechanism. Sydney, Geological society of Australia, Australian Geological Convention.
- Dunin-Barkovskaya E.A. (1978) Geochemistry and mineralogy of bismuth (Chatkal-Kurama Mountains). Tashkent, Fan UzSSR, 272 p. (in Russian)
- Fitros M., Tombros S., Williams-Jones A., Tsikouras B., Koutsopoulou E., Hatzipanagiotou K. (2017) Physicochemical controls on bismuth mineralization: An example from Moutoulas, Serifos Island, Cyclades, Greece. *American Mineralogist*, 102, 1622–1631. <https://doi.org/10.2138/am-2017-6125>
- Foord E., Shawe D. (1989) The Pb-Bi-Ag-Cu-(Hg) chemistry of galena and some associated sulfosalts: a review and some new data from Colorado, California, and Pennsylvania. *Canadian Mineralogist*, 27, 363–382.
- Ilmen S., Alansari A., Baidada B., Maacha L., Bajddi A. (2016) Minerals of the Ag-Bi-Cu-Pb-S system from the Amensif carbonate-replacement deposit (western High Atlas, Morocco). *Journal of Geochemical Exploration*, 161, 85–97. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.11.008>
- Kasatkin A.V., Belogub E.V., Kuznetsov A.M., Novoselov K.A., Skoda R., Nestola F., Rogov D.A. (2023) Bismuth minerals from Yugo-Konevo and Porokhovskoe tungsten deposits (South Urals). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 9(3), 26–49. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2023-9-3-3> (in Russian)
- Kołodziejczyk J., Pršek J., Melfos V., Voudouris P., Maliqi F., Kozub-Budzyń G. (2015) Bismuth minerals from the Stan Terg deposit (Trepça, Kosovo). *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 192(3), 317–333. <https://doi.org/10.1127/njma/2015/0288>
- Kovalev K.R., Baulina M.V., Akimtsev V.A., Anoshin G.N. (2003) Stratiform zinc massive sulfide ores and gold-ore mineralization on the Nazarovskoe deposit (Western Transbaikalia). *Geologiya i geofizika (Geology and Geophysics)*, 44(10), 963–978. (in Russian)
- Mladenova V., Kerestedjian Th., Dimitrova D. (2001) Ag-Cu-Pb-Bi mineralization from the Svishti Plaz gold deposit, Central Balkan Mountain, Bulgaria. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, (38), 55–66.
- Munkonov E.Ch-D., Damdinova L.B. (2023) Gold-polymetallic ores of the Nazarovskoe deposit (Western Transbaikalia). *Mineralogiya i geokhimiya landshafta gornorudnyh territoriy. Ratsional'noe prirodopol'zovanie (Mineralogy and Geochemistry of Landscape of Mining Territories. Rational Use of Natural Resources)*. Chita, 75–77. (in Russian)
- Nazarovskoe deposit [electronic resource]. URL: <https://nedradv.ru/nedradv/invetsp?obj=d63bd630c3a0d64877dd8a1ea4013ce0> (date of access 06.06.2024) (in Russian)
- Nefed'ev M.A. (2009) Volumetric model and assessment of prospects of the Ozerninsky ore cluster based on geophysical data (Western Transbaikalia). Ulan-Ude, BNTs SO RAN, 184 p. (in Russian)
- Novoselov K.A., Belogub E.V., Zaykov V.V., Yakovleva V.A. (2006) Silver sulfotellurides from volcanic-hosted massive sulfide deposits in the Southern Urals. *Mineralogy and Petrology*, 87(3–4), 327–349. <https://doi.org/10.1007/s00710-006-0132-x>
- Ozernoe deposit [electronic resource]. URL: <https://nedradv.ru/nedradv/invetsp?obj=9ca8e2d2ab6e71575d82c482dceff2688> (date of access 06.06.2024) (in Russian)
- Platov V.S., Ignatov A.M., Patrakhin E.G. et al. (2013) Unpublished report on results of work on object no. 9 (code 13-66) «GDP-200 of sheet N-49-XXVIII (Eravna area)». (in Russian)
- Pribavkin S.V., Sustavov S.G., Gottman I.A. (2018) Bismuth sulfosols of the Berezovsky ore region: chemical composition and mineral associations. *Litosfera (Lithosphere)*, 18(3), 445–458. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-3-445-458>

Pyatilov M.M., Zhdanov A.V. (2014) Unpublished report on results of geological exploration at the Nazarovskoe gold-sulfide-zinc deposit in 2006–2012 with an estimation of mineral reserves in categories C₁ and C₂ as of 01.01.2014. (in Russian)

Ryzhkova Yu.A. (2020) Mineralogy of the Nazarovskoe zinc deposit (Ozerninsky ore cluster, Republic of Buryatia). *Metallogeniya drevnih i sovremennykh okeanov-2020. Kriticheskie metally v rudoobrazuyushchih sistemah (Metallogeny of Ancient and Modern Oceans-2020. Critical Metals in Ore-Forming Systems)*. Miass, YuU FNTS MiG UrO RAN, 98–102. (in Russian)

Tooth B. (2013) The hydrothermal chemistry of bismuth and the liquid bismuth collector model. Adelaide, University of Adelaide, 125 p.

Volfson F.I., Druzhinin A.V. (1975) The main types of ore deposits. Moscow, Nedra, 392. (in Russian).

Voudoris H., Spry P.G., Melfos V., Alfieris D. (2007) Tellurides and bismuth sulfosalts in gold occurrences of Greece: mineralogical and genetic considerations. *Au-Ag Telluride-Selenide Deposits (Field Workshop)*. Finland, Espoo, 85–94.

Yatimov U.A., Ayupova N.R., Blinov I.A., Kotlyarov V.A. (2019) Bismuth minerals of sulfide-magnetite ores from the Aktash deposit (Western Karamazar, Tajikistan). *Mineralogiya (Mineralogy)*, 5 (4), 28–40. <https://doi.org/10.35597/2313-545X-2019-5-4-4> (in Russian)

Zhou H., Sun X., Fu Y., Lin H., Jiang L. (2016) Mineralogy and mineral chemistry of Bi-minerals: Constraints on ore genesis of the Beiya giant porphyry-skarn gold deposit, southwestern China. *Ore Geology Reviews*, 79, 408–424. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.008>

Информация об авторах

Рыжкова Юлия Алексеевна – младший научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; padushina@mail.ru

Новоселов Константин Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; const31@yandex.ru

Рассомахин Михаил Анатольевич – младший научный сотрудник, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; miha_rassomahin@mail.ru

Рожкова Елена Александровна – инженер, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия; rozhkova95.lena@yandex.ru

Information about the authors

Julia A. Ryzhkova – Junior Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; padushina@mail.ru

Konstantin A. Novoselov – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Leading Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; const31@yandex.ru

Mikhail A. Rassomakhin – Junior Researcher, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; miha_rassomahin@mail.ru

Elena A. Rozhkova – Engineer, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS, Miass, Chelyabinsk region, Russia; rozhkova95.lena@yandex.ru



УДК: 553.064.1:549.514.81

<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-1-4>

ОСОБЕННОСТИ УНИКАЛЬНОЙ ВЫСОКО-Y-NREE-F ПЕГМАТИТОВОЙ СИСТЕМЫ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИИ ЦИРКОНА (ПЛОСКОГОРСКОЕ АМАЗОНИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Д.Р. Зозуля¹, С.Г. Скублов², Е.В. Левашова², Л.М. Лялина¹

¹Геологический институт КНЦ РАН, ул. Ферсмана 14, Апатиты, 184209 Россия; d.zozulya@knc.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,

наб. Макарова 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия; skublov@yandex.ru

Статья поступила в редакцию 24.02.2025 г., после доработки 03.03.2025 г., принята к печати 07.03.2025 г.

Аннотация. Пегматитовое тело амазонит-кварц-альбитового состава Плоскогорского месторождения интрузирует метавулканический комплекс Кейвского террейна (Кольский полуостров) и является уникальным по разнообразию и набору рудной и акцессорной Y-Yb-Ta-Nb-Be-Pb-F минерализации. Изученные зерна циркона имеют неоднородное строение, связанное с присутствием реликтов первичного циркона (более светлых в режиме BSE) в матрице измененного минерала (более темной в режиме BSE). Состав реликтов и матрицы характеризуется пониженным содержанием Zr (0.67–0.81 ф.к.), повышенными Hf (0.13–0.15 ф.к.) и Yb (0.01–0.02 ф.к.). Анализы измененного циркона матрицы характеризуются дефицитом суммы от 3 до 5 мас. %, а также более высокими содержаниями CaO и UO₂ (более 1 мас. %), Na₂O и ThO₂ (более 0.2 мас. %). Суммарное содержание редкоземельных элементов (REE) в реликтах ниже, чем в матрице, составляя, в среднем, 19400 против 27400 г/т. Средние содержания Y и некоторых тяжелых редких земель (HREE: Yb и Lu) имеют сходное соотношение: 19370 (15420 и 2430) против 27390 (21740 и 3140) г/т. Повышенные отношения Ce/Ce* в составе измененного циркона матрицы указывают на ее образование в более окислительных условиях по сравнению с первичным цирконом реликтов. Содержание летучих компонентов (H₂O, F, Cl) увеличивается в 5–8 раз от реликтов к матрице циркона, при этом соотношение H₂O:F:Cl составляет 35:5:1 для реликтовых участков циркона и 20:5:1 – для измененных. Таким образом, геохимические исследования циркона указывают на селективное накопление ряда редких и летучих элементов в остаточных флюидах при магмато-гидротермальном переходе пегматитовой системы Плоскогорского месторождения, а уникальное обогащение HREE является следствием метасоматической переработки протолита.

Ключевые слова: циркон, редкоземельные элементы, метод SIMS, амазонитовый пегматит, Плоскогорское месторождение.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках тем НИР Геологического института КНЦ РАН (FMEZ-2024-0004, FMEZ-2024-0008) и Института геологии и геохронологии докембрия РАН (FMUW-2022-0005).

Благодарности. Морфология циркона была изучена в образцах из коллекции д.г.-м.н. А.В. Волошина, памяти которого посвящается данная работа. Авторы признательны А.Н. Соловьевой и Ю.В. Федотовой за помощь в оформлении рисунков. Аналитические работы по исследованию циркона выполнены О.Л. Галанкиной (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН), Е.В. Потаповым и С.Г. Симакиным (Ярославский филиал Физико-технологического института РАН).

Конфликт интересов. Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Вклад авторов. Д.Р. Зозуля, С.Г. Скублов, Е.В. Левашова – разработка концепции, исследование, написание черновика рукописи; Л.М. Лялина – визуализация, редактирование финального варианта рукописи. Все авторы одобрили финальную версию статьи перед публикацией.

Для цитирования: Зозуля Д.Р., Скублов С.Г., Левашова Е.В., Лялина Л.М. Особенности уникальной высоко-Y-NREE-F пегматитовой системы на основе геохимии циркона (Плоскогорское амазонитовое месторождение, Кольский Полуостров). Минералогия, 2025, 11(1), 43–63. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-4.

CHARACTERISTICS OF THE UNIQUE Y-HREE-F-RICH PEGMATITE SYSTEM REVEALED BY ZIRCON GEOCHEMISTRY: A CASE STUDY FROM MT. PLOSKAYA AMAZONITE DEPOSIT, KOLA PENINSULA

D.R. Zozulya¹, S.G. Skublov², E.V. Levashova², L.M. Lyalina¹

¹Geological Institute, Kola Science Centre RAS, ul. Fersmana 14, Apatity, 184209 Russia; d.zozulya@ksc.ru

²Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia; skublov@yandex.ru

Received 24.02.2025, revised 03.03.2025, accepted 07.03.2025

Abstract. An amazonite-quartz-albite pegmatite body of the Mt. Ploskaya intrudes a metavolcanic complex of the Keivy Terrane (Kola Peninsula) and is unique in its diversity and an assemblage of ore and accessory Y-Yb-Ta-Nb-Be-Pb-F mineralization. The studied zircon grains have a heterogeneous structure associated with the presence of relics of primary zircon (lighter in BSE regime) in a matrix of altered mineral (darker in BSE regime). The composition of relics and matrix is characterized by a decreased content of Zr (0.67–0.81 apfu) and increased content of Hf (0.13–0.15 apfu) and Yb (0.01–0.02 apfu). The composition of the matrix has a deficit of the analytical sum, which can vary 3 to 5 wt. %, and a higher content of non-formula elements: CaO and UO₂ (>1 wt. %) and Na₂O and ThO₂ (>0.2 wt. %). The average total rare earth element (REE) content of the relict zones and the matrix is 19400 ppm and 27400 ppm, respectively. The average contents of Y and some heavy REEs (HREE: Yb and Lu) have a similar distribution: 19370 (15420 and 2430) ppm in relicts compared to 27390 (21740 and 3140) ppm in the matrix. An increased Ce/Ce* ratio of the zircon matrix indicates the phase crystallization under more oxidizing conditions compared to relicts. The content of volatile components (H₂O, F, and Cl) of the zircon matrix is 5–8 times higher relative to the relicts. In this case, a H₂O:F:Cl ratio of zircon varies from 35:5:1 in relicts of igneous zircon to 20:5:1 in products of its hydrothermal alteration. The study of zircon of the Mt. Ploskaya pegmatite shows a selective accumulation of a number of trace elements and volatiles in residual fluids during the magmatic-hydrothermal evolution of the system and the unique HREE enrichment as a consequence of metasomatic alteration of the protolith.

Keywords: zircon, rare earth elements, SIMS method, amazonite pegmatite, Mt. Ploskaya deposit.

Funding. This study was supported by state contract of the Geological Institute, Kola Science Center RAS (FMEZ-2024-0004, FMEZ-2024-0008) and the Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (FMUW-2022-0005).

Acknowledgements. Zircon morphology was studied in samples from the collection of Doctor of Geological and Mineral Sciences A.V. Voloshin, to whose memory this work is dedicated. The authors are grateful to A.N. Solovjeva and Yu.V. Fedotova for their help in drawing the figures. Analytical studies of zircon were conducted by O.L. Galankina (Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS), E.V. Potapov and S.G. Simakin (Yaroslavl Branch of the Valiev Institute of Physics and Technology RAS.).

Conflict of interest. The authors declare that they have no conflicts of interest.

Author contribution. D.R. Zozulya, S.G. Skublov, E.V. Levashova – conceptualization, investigation, writing – original draft; L.M. Lyalina – visualization, writing – review & editing. All the authors approved the final version of the manuscript prior to publication.

For citation: Zozulya D.R., Skublov S.G., Levashova E.V., Lyalina L.M. Characteristics of the unique Y-HREE-F-rich pegmatite system revealed by zircon geochemistry: a case study from Mt. Ploskaya amazonite deposit, Kola Peninsula. *Mineralogy*, 2025, 11(1), 43–63. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-4

ВВЕДЕНИЕ

В районе развития Кейвских щелочных гранитов на Кольском полуострове находятся многочисленные пегматитовые тела следующих типов: 1) олигоклаз-микроклиновые с мусковитом; 2) амазонитовые; 3) альбит-амазонитовые; 4) микроклиновые; 5) альбит-микроклиновые (Лунц, 1972; Калита, 1974).

Олигоклаз-микроклиновые пегматиты с мусковитом размещены на значительном удалении от щелочных гранитов и интродуцируют сланцевый (метаосадочный) комплекс Кейв (рис.1). Их генетическая связь со щелочными гранитами является маловероятной, о чем свидетельствует геологическая позиция, существенно микроклин-мусковитовый состав пегматитов, а также присутствие магнетита, титанита, берилла, монацита и ксенотима.

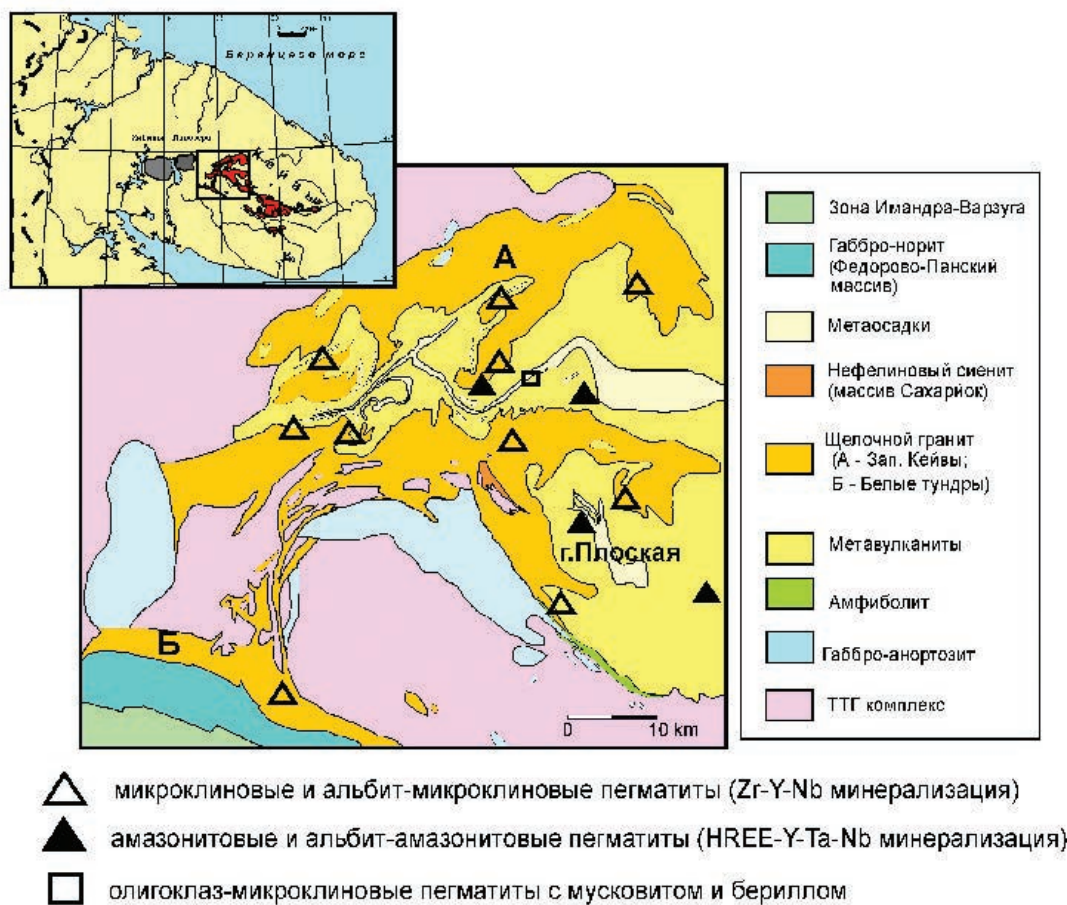


Рис. 1. Геологическая карта-схема западной части Кейвского террейна по (Батиева, 1976) и размещение пегматитов разных минеральных типов.

На врезке показана Кейвская щелочно-гранитная провинция (красное) в пределах Кольского полуострова с Западно-Кейвским сегментом.

Fig. 1. Schematic geological map of the western part of the Keivy Terrane after (Batieva (1976) and location of pegmatites of various mineral types.

The inset shows the Keivy alkaline granite province (red) within the Kola Peninsula with the West Keivy segment.

Амазонитовые и альбит-амазонитовые пегматиты могут находиться как на удалении от щелочных гранитов (преимущественно в Кейвском гнейсовом (метавулканическом) комплексе), так и в приконтактных частях массивов щелочных гранитов (рис. 1). Альбит-амазонитовые пегматиты содержат редкометалльную аксессуарную минерализацию, сходную с таковой для щелочных гранитов (минералы редкоземельных элементов (REE), Nb, Ta). Микроклиновые пегматиты с астрофиллитом и альбит-микроклиновые пегматиты с эгирином приурочены к экзо- и эндоконтактным частям массивов щелочных гранитов. Редкометалльные минералы в них могут быть второстепенными и представлены, главным образом, цирконом, фергусонитом-(Y), гадолинитом-(Y) и торитом.

Представленная схема пространственного размещения Кейвских пегматитов, в целом, соответствует наблюдениям А.Я. Вохменцева с соавторами (1989): олигоклаз-микроклиновые с мусковитом локализуются на наибольшем удалении (5–8 км) от интрузий щелочных гранитов; амазонитовые пегматиты удалены на 2–3 км; альбитизированные амазонит-микроклиновые пегматиты находятся на расстоянии около 1 км от гранитов; интенсивно альбитизированные микроклиновые пегматиты с редкометалльной минерализацией залегают в 500–800 м от гранитов; окварцованные микроклиновые пегматиты с редкометалльной минерализацией размещаются в ближнем экзоконтакте гранитов (50–100 м).

Несмотря на активные исследования геологии и минералогии Кейвских пегматитов (Бельков, 1958; Лунц, 1972; Калита, 1974; Волошин, Пахомовский, 1986, 1988; Лялина и др., 2012, 2013; Пеков и др., 2008; Pekov et al., 2009; Zozulya et al., 2022), такой индикаторный минерал как циркон, широко используемый при решении различных петрогенетических задач в магматических и гидротермальных системах, в них детально не изучался. Общеизвестно, что геохимическое исследование циркона позволяет делать выводы об эволюции вмещающей его породы в процессе геологической истории (Cherniak, Watson, 2003; Федотова и др., 2008). Кроме того, циркон из пегматитов является уникальным по содержанию редких элементов, что также определяет значительный интерес к нему. Цирконы с таким содержанием примесей, превышающими пороговые значения (Harley, Kelly, 2007), встречаются сравнительно редко (Zhao et al., 2022; Levashova et al., 2023; Skublov et al., 2023; Левашова и др., 2024). В связи с этим, исследование было направлено на детальный анализ состава циркона из альбит-амазонитового пегматита Плоскогорского месторождения с богатой редкоземельно-редкометалльной минерализацией для определения условий формирования минерала в зависимости от состояния и эволюции самой пегматитовой системы.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания главных и редких элементов в цирконе измерены на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-JXA-8230 с тремя волнодисперсионными спектрометрами в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, Россия). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре пучка 3 мкм. Поправки рассчитаны методом ZAF в программном обеспечении JEOL. В качестве стандартных образцов использованы синтетические циркон ($ZrLa$, $SiKa$) и гафнон ($HfMa$), а также чистые металлы и соединения химических элементов. Изображения циркона в режиме обратно-отраженных электронов (BSE) и определения состава включений в цирконе были получены на этом же приборе с помощью энергодисперсионного детектора.

Содержание REE и редких элементов в цирконе определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (Ярославский филиал Физико-технологического института РАН, г. Ярославль, Россия) по

методике, описанной в работе (Федотова и др., 2008). Точность определения составляет 10–15 % для элементов с концентрацией менее 1 г/т и 10–20 % для элементов с концентрацией 0.1–1.0 г/т, предел обнаружения составляет 5–10 мг/т. При обработке первичных аналитических данных и расчете концентраций редких элементов использовалось реальное содержание кремнезема в участке анализа. Диаметр кратера составляет примерно 20 мкм. Концентрация воды рассчитывалась по соотношению токов ионов $^1H^+/^{30}Si^+$ на основе калибровочных соотношений, подробно описанных в работах (Kudryashov et al., 2020; Skublov et al., 2024). Калибровки получены с использованием образцов натуральных и искусственных стекол. Максимальное отклонение калибровочного значения от эталонного составляло не более 15 %, а погрешность расчета составила 7 %. Аналогичный подход был использован для расчета концентраций фтора и хлора.

ГЕОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ПЕГМАТИТА ПЛОСКОГОРСКОГО АМАЗОНИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пегматитовое тело амазонит-кварц-альбитового состава Плоскогорского месторождения (жила № 19 по А.Я. Вохменцеву с соавторами (1989) с географическими координатами $67^{\circ}38'$ с.ш. и $36^{\circ}42'$ в.д.) интрузирует гнейсовый комплекс Кейвского террейна – амфибол-биотитовые гнейсы лебяжинской свиты (рис. 1). Размеры тела составляют около 200 м в длину и несколько десятков метров в ширину и его геологическое строение детально представлены в работах (Волошин, Пахомовский, 1986; Вохменцев и др., 1989; Kalashnikov et al., 2016).

В плане пегматитовое тело обладает линзовидной формой и имеет зональное строение (от края к центру): среднезернистый кварц-альбитовый пегматит – блоковый амазонит – невыдержанный по мощности блоковый кварц с мелко-среднезернистым альбитом и крупнопластинчатым биотитом. Преобладание блокового проявления амазонита и отсутствие графических и апографических структур в пегматите связывается с интенсивной перекристаллизацией калиевого полевого шпата (Вохменцев и др., 1989). При этом в структуру минерала входит свинец: содержание PbO в некоторых участках минерала может достигать 4–10 мас. % (Sokolov, 2006).

Пегматит уникален по разнообразию и набору рудной редкометалльной и типоморфной акцессорной минерализации и содержит минералы групп

микролита, пироклора, бетафита и бритолита, а также воджинит, колумбит-(Fe),-(Mn), кейвиит-(Y),-(Yb), флюорит, включая высокоиттриевую разновидность, твейтит-(Y), ксенотим-(Y),-(Yb), монацит-(Ce), гадолинит-(Y), хинганит-(Y),-(Yb), бастнезит-(Ce), тенгерит-(Y), фергусонит-(Y), форманит-(Y), кайнозит-(Y), даналит, гентгельвин, полилитионит, касситерит, англезит, вульфенит, модибденит, галенит, казолит, церуссит и другие (расширенный список минералов и их состав приведены в работе (Волошин, Пахомовский, 1986)). Редкометалльная минерализация чаще всего приурочена к центральной зоне кварц-альбитового состава. Кроме декоративного амазонита, месторождение перспективно на разработку попутного редкоземельного и танталового сырья (главным образом, «иттрофлюорит» и микролит) (Мелентьев, 2019).

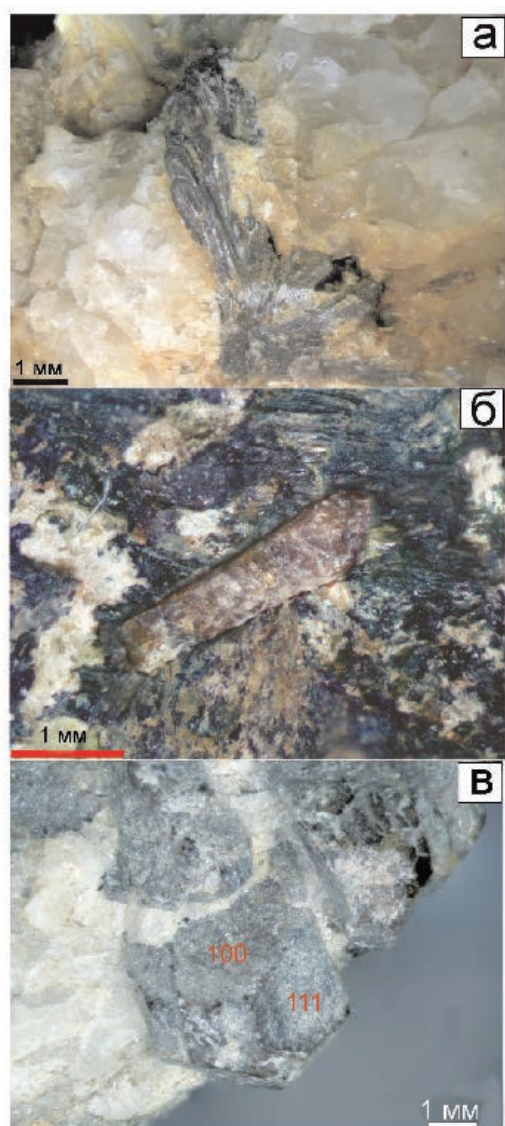
Пегматит имеет геохимическую специализацию на Y, Yb, Nb, Ta, F, P, Li, Be, Sn, Pb, W, Mo, указывающую на его принадлежность к смешанному NYF (Nb-Y-F) – LCT (Li-Cs-Ta) семейству (Černý, Ercit, 2005). По классификации Е.В. Загорского с соавторами (2003) исследуемый пегматит можно отнести к редкометалльно-редкоземельной формации (фтор-тантал-иттриевый эволюционный ряд).

Высокое содержание богатых летучими веществами минералов указывает на значительную роль воды, F и CO₂ в образовании пегматита. А.В. Волошин и Я.А. Пахомовский (1986) показали тесную пространственно-временную связь процессов флюоритизации и иттриево-REE минерализации в ходе поздних стадий эволюции пегматитового расплава-раствора. Ранняя стадия флюоритизации сопровождается кристаллизацией монацита-(Ce), бастнезита-(Ce), ксенотима-(Y) и фергусонита-(Y). Вторая стадия «иттрофлюоритизации» характеризуется более значительным набором (Y, REE)-минералов и заканчивается растворением флюорита и окварцеванием. Типоморфные минералы этой стадии представлены ксенотимом-(Y),-(Yb), кейвиитом-(Y),-(Yb), кайсикхитом-(Y), кайнозитом-(Y) и хинганитом-(Y),-(Yb). Важной особенностью этой стадии является кристаллизация высоко-Y фторидов и фторсиликатов («иттрофлюорит», твейтит-(Y), таленит-(Y), кулюокит-(Y) и фторбритоцит-(Y)). В ходе третьей, наиболее низкотемпературной, стадии флюоритизации образуются бастнезит-(Ce) и ксенотим-(Y). Данная схема согласуется с генетическими построениями И.В. Пекова с соавторами (2008) для Y-Ca-F минерализации пегматита в зависимости от активности CO₂ и P.

МОРФОЛОГИЯ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЦИРКОНА

Циркон является редким аксессуарным минералом в пегматите и был обнаружен только в кварц-альбитовой зоне. Минерал представлен двумя морфологическими типами. Первый тип (преобладающий) – кристаллы длиннопризматического габитуса (рис. 2). В огранке развиты только грани призмы {100} и дипирамиды {111}. Размеры достигают 12 мм в длину. Коэффициент удлинения варьирует от 3 до 6. Одиночные индивиды крайне редки, обычно кристаллы собраны в параллельные, X-образные, веерообразные или сноповидные сростки (рис. 2а). Цвет минерала коричневато-серый, блеск тусклый. В тонких сколах циркон полупрозрачный. Циркон этого типа часто располагается в агрегатах флюорита (рис. 2б) с крупными вростками альбита и микроклина (амазонита). Реже циркон отмечается в кварц-альбитовом агрегате с единичными индивидами амазонита. Второй тип – призматические и, возможно, короткопризматические кристаллы с комбинациями граней {100} и {111} (рис. 2в). Максимальные из наблюдавшихся размеров составляют 6 × 3 мм. Для индивидов, где удалось определить длину и ширину, коэффициент удлинения выдержан и близок к 2. В отличие от циркона первого типа, этот циркон встречается, главным образом, в виде одиночных кристаллов, неоднородных макроскопически. В пределах индивида цвет меняется от коричневато-серого или розовато-серого до темно-серого и почти черного. Блеск на гранях тусклый, только на небольших участках стеклянный до алмазного. На изломе блеск жирный или смолистый. Циркон второго типа находится в кварц-альбитовых агрегатах. Его часто сопровождают порошковатые агрегаты ярко-желтого цвета, состоящие, вероятно, из вторичных минералов.

Внутреннее строение циркона из пегматитового тела неоднородно (рис. 3). Минерал содержит многочисленные включения кварца, ксенотима-(Yb), уранинита и Pb,U-силиката, возможно, казолита (Pb(UO₂)SiO₄ · H₂O). Внутрифазовая неоднородность циркона представлена участками (10–100 мкм) неправильной формы и более светлыми в BSE режиме, заключенными в более темную в BSE режиме матрицу, к которой тяготеет большинство фазовых неоднородностей (включений). В некоторых зернах циркона можно наблюдать развитие более темного вещества по трещинам среди светлых участков (рис. 3а, б), в других – почти полное



заполнение темным веществом видимого сечения зерна (рис. 3г) или части зерна (рис. 3в). Таким образом, можно предположить, что светлые участки представляют собой реликты первичного циркона, заключенные в продукты его изменения (возможно, метамиктизированные).

Химический состав циркона представлен в таблицах 1 и 2. Состав реликтов характеризуется пониженным содержанием Zr (0.69–0.81 ф.к.) и повышенным – Hf (0.14–0.15 ф.к.) и Yb (0.004–0.02 ф.к.). Содержания P_2O_5 и UO_2 могут достигать 0.97 и 0.74 мас. %, соответственно. Содержания оксидов других примесных элементов (Ca, Fe, Th, Y) в реликтовых зонах крайне низкие и не превышают 0.1 мас. %.

Для химических анализов измененного циркона матрицы характерен дефицит суммы, состав-

Рис. 2. Морфология циркона из пегматита Плоскогорского месторождения: а – веерообразные сростки кристаллов первого типа в кварц-альбитовом агрегате; б – длиннопризматический кристалл первого типа в агрегате флюорита (фиолетовый) с вростками альбита (белый); в – короткопризматический кристалл второго типа с комбинацией граней {100} и {111} в кварц-альбитовом агрегате.

Fig. 2. Morphology of zircon from pegmatite of the Mt Ploskaya deposit: а – fan-shaped intergrowths of type 1 crystals in quartz-albite aggregate; б – type 1 long-prismatic crystal in fluorite aggregate (purple) with albite ingrowths (white); в – type 2 short-prismatic crystal with combination of {100} and {111} faces in quartz-albite aggregate.

ляющий от 3 до 6 мас. %, что может быть связано с присутствием летучих компонентов (воды и галогенов), а также повышенным содержанием компонентов, которые не измерялись электронно-зондовым методом по причине отсутствия стандартов (например, Er и Lu). Содержание Zr и Hf несущественно ниже (0.67–0.77 ф.к. и 0.13–0.14 ф.к., соответственно) при сохраняющемся уровне Yb (0.01–0.02 ф.к.). Примесные элементы, наоборот, имеют более высокие концентрации, особенно CaO и UO_2 (>1 мас. %) и Na_2O и ThO_2 (>0.2 мас. %).

Суммарное содержание REE в реликтах ниже, чем в матрице, и составляет, в среднем, 19400 против 27400 г/т, соответственно (табл. 2). Средние содержания Y и некоторых тяжелых редких земель (HREE: Yb и Lu) имеют сходное соотношение: 19370 (15420, 2430) против 27390 (21740, 3140) г/т. Такие высокие концентрации HREE (с максимальными содержаниями 30150 г/т для Yb и 4350 г/т для Lu) в цирконе можно рассматривать как уникальные. В мире на данный момент известны только единичные сходные определения, характерные для относительно поздних (гидротермальных) участков в минерале из высокодифференцированных гранитов и пегматитов: например, гранитоидные комплексы Зудонг, Дабу, Ксинфенг в Южном Китае (Zhao et al., 2022; Wang et al., 2023), пегматиты (с амазонитом) Таками в Японии (Hoshino et al., 2010; Kakutani et al., 2012).

Для матрицы характерны значительно более высокие концентрации других примесных элементов и летучих компонентов по сравнению с участками реликтового циркона (средние значения, соответственно, г/т): Nb (450 и 140), Ta (1400 и 700), Th (1170 и 230), U (10400 и 3960), H_2O (27100 и 8200), F (5760 и 1370), Cl (1170 и 270), B (480 и 60).

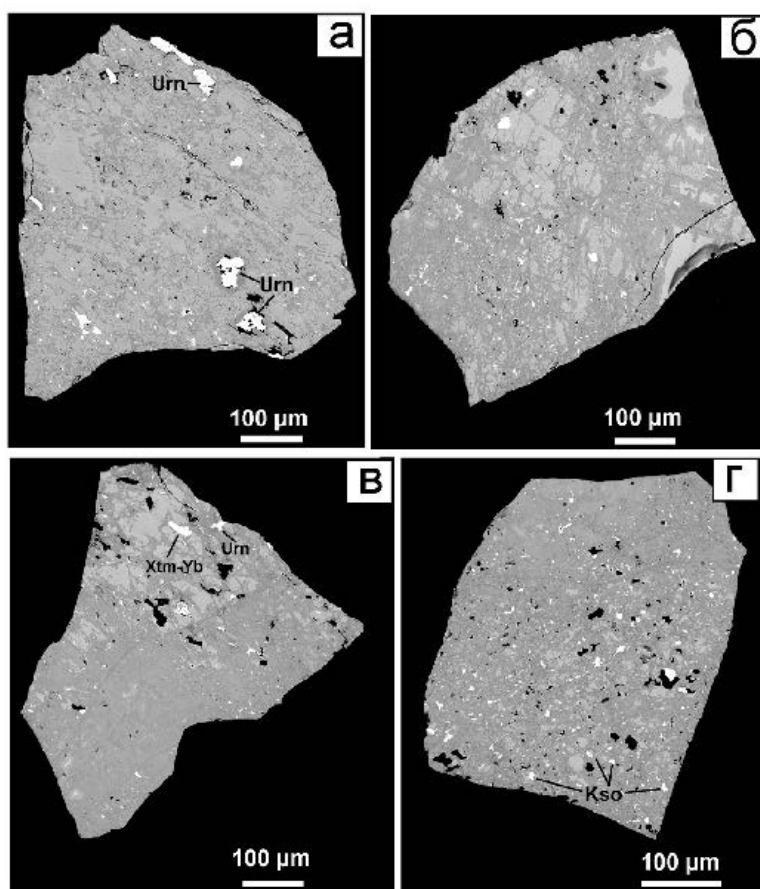


Рис. 3. Внутреннее строение циркона из пегматита Плоскогорского месторождения: а, б, в, г – зерна циркона с последовательным увеличением интенсивности изменения первичного циркона (светло-серые реликты); а, б – включения уранинита (Urn) с характерными темно-серыми (метамиктными?) ореолами радиационного изменения; в – уплощенные включения ксенотима-(Yb) (Xtm-Yb); г – включения «казолита» (Kso) и кварца (черные), приуроченные к матрице. BSE фото.

Fig. 3. Internal structure of zircons from pegmatite of the Mt Ploskaya deposit: а, б, в, г – zircon grains with gradual increase in intensity of alteration of primary zircon (light gray relics); а, б – uraninite inclusions (Urn) with dark gray halos of radiation alteration; в – flattened xenotime-(Yb) inclusions (Xtm-Yb); г – inclusions of “kasolite” (Kso) and quartz (black) in matrix. BSE images.

Zr/Hf ОТНОШЕНИЕ В ЦИРКОНЕ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЕГМАТИТА

Высокое содержание Hf и низкое значение отношения Zr/Hf (4.8–6.1) отличают изученный циркон от минерала из пегматитов щелочных гранитов Кейвского комплекса (NYF семейство), в котором Zr/Hf варьирует от 27 до 45 (Лялина и др., 2012). Циркон из пегматита более сходен с высокогафниевым цирконом из ЛСТ-пегматитов Кольского редкометалльного (Li-Be-Ta) пегматитового пояса (Левашова и др., 2024), что хорошо иллюстрируется диаграммой Hf–Zr/Hf (рис. 4).

Основными факторами фракционирования Zr и Hf на магматическом этапе эволюции пегматита являются фракционная кристаллизация расплава и снижение температуры (Wang et al., 2010), при котором кристаллическая структура циркона «сжимается» и увеличивается ее емкость по отношению к меньшему по размеру иона Hf. Экспериментальные исследования растворимости Zr и Hf в силикатных расплавах различного состава показали, что она зависит от индекса насыщения глиноземом (aluminum saturation index (ASI)) расплава. При высоком молярном отношении Al/(Ca + Na + K) значение Zr/Hf уменьшается в цирконе и, следовательно, во вмещающей породе (Linnen, Keppler, 2002; Yin et al., 2013; Aseri et al., 2015).

Таблица 1

Table 1

Состав циркона (мас. %) из пегматита Плоскогорского месторождения

Composition of zircon from the Mt Ploskaya deposit (wt. %)

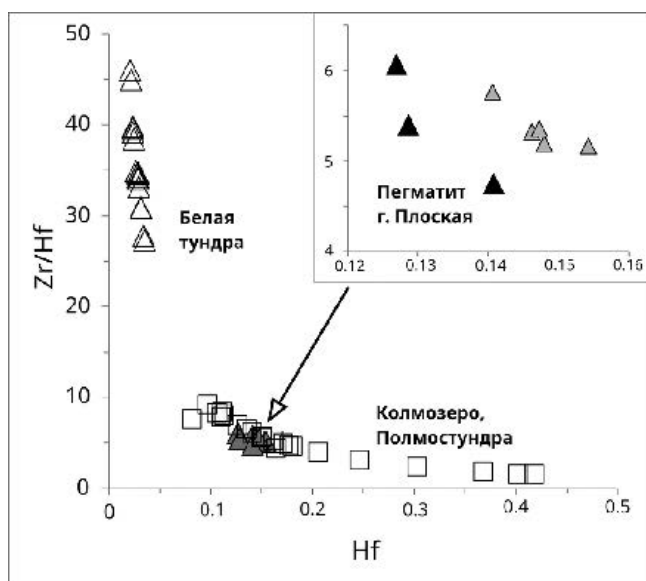
№ анализа/ оксид	23	25	27	28	24	26	29
	Светлые участки (реликты)				Темные участки (матрица)		
SiO ₂	32.49	31.41	30.34	31.35	29.81	28.28	28.36
ZrO ₂	51.95	49.94	49.35	51.15	49.38	44.56	42.92
HfO ₂	15.42	16.03	16.23	16.92	13.92	14.11	15.44
ThO ₂	–	–	0.08	0.01	0.04	0.23	0.28
UO ₂	0.13	0.22	0.74	0.28	0.62	1.16	1.20
P ₂ O ₅	0.16	0.66	0.97	0.63	0.45	0.63	0.66
CaO	–	0.01	0.01	–	1.02	2.53	2.62
FeO	0.05	0.02	0.03	0.04	0.12	0.18	0.17
MnO	0.01	–	0.02	–	0.02	0.03	0.02
Na ₂ O	–	0.01	–	–	0.29	0.17	0.21
Al ₂ O ₃	0.01	–	–	–	0.02	–	0.08
Y ₂ O ₃	0.01	0.02	0.08	0.01	0.18	0.11	0.19
Ce ₂ O ₃	–	0.03	0.04	–	0.02	0.05	0.01
Dy ₂ O ₃	–	0.03	0.01	0.02	0.07	0.02	0.06
Yb ₂ O ₃	0.45	1.31	2.25	1.25	1.14	2.34	1.97
Сумма	100.67	99.69	100.15	101.68	97.09	94.37	94.17
Формульные коэффициенты на 4 O							
Si	1.039	1.005	0.971	1.003	0.954	0.905	0.907
Zr	0.809	0.778	0.769	0.797	0.769	0.694	0.669
Hf	0.141	0.146	0.148	0.154	0.127	0.129	0.141
Th	–	–	0.001	–	–	0.002	0.002
U	0.001	0.002	0.005	0.002	0.004	0.008	0.009
P	0.004	0.018	0.026	0.017	0.012	0.017	0.018
Ca	–	–	–	–	0.035	0.087	0.090
Fe	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.005	0.005
Al	–	–	–	–	0.001	–	0.003
Mn	–	–	0.001	–	0.001	0.001	0.001
Na	–	0.001	–	–	0.018	0.011	0.013
Ce	–	–	–	–	–	0.001	–
Dy	–	–	–	–	0.001	–	0.001
Yb	0.004	0.013	0.022	0.012	0.011	0.023	0.019
Y	–	–	0.001	–	0.003	0.002	0.003

Примечания. Прочерк – уровень ниже предела обнаружения.

Note. Dash – below detection limit.

С другой стороны, обогащение Hf широко проявлено в гидротермальном цирконе из LCT-пегматитов (Neves et al., 1974; Yin et al., 2013; Kudryashov et al., 2020; Левашова и др., 2024). Такое фракционирование Hf и Zr на поздних гидротермальных стадиях связано с более низкой подвижностью Hf (Gerasimovskiy et al., 1972; Smith et al., 1987; Wang et al., 2010) и подтверждается экспериментальными данными по разной растворимости Zr и Hf в расплавах/флюидах с высоким содержанием ASI при изменении активности «флюсов» – компонентов, понижающих температуру плавления, которые включают воду, фтор, фосфор и бор (Kerpler, 1993; Aseri et al., 2015 и ссылки в них).

Очевидно, что ASI индекс щелочно-гранитных NYF-пегматитов Кейв, содержащих минералы агпайтовой ассоциации (рибекит, астрофиллит), значительно ниже высокоглиноземистой пегматитовой системы LCT-пегматитов. Циркон пегматита Плоскогорского месторождения по содержанию Hf и отношению Zr/Hf располагается в крайней, менее обогащенной Hf, части поля LCT-пегматитов (рис. 4) и тем самым может характеризовать смешанный NYF-LCT тип пегматитов.



ПРИМЕСНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В СОСТАВЕ ЦИРКОНА КАК ИНДИКАТОРЫ МАГМАТО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПЕРЕХОДА И ВОЗМОЖНОГО СОСТАВА ПЕГМАТИТООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ

Распределение REE (рис. 5а) в матрице имеет более фракционированный характер, чем в реликтах: значение $(Ce/Y)_n$ составляет 0.041 против 0.016 соответственно (табл. 2), что подтверждает более позднее образование матрицы. Циркон реликтов характеризуется широкими вариациями Ce аномалии от 0.4 до 3.4 (среднее 1.3). Минерал матрицы имеет более устойчивую положительную Ce аномалию (диапазон 0.5–9.6, среднее 3.4, табл. 2), что указывает на кристаллизацию фазы в более окислительных условиях по сравнению с реликтами (Burnham, Berry, 2014). При этом обе разновидности циркона имеют одинаковые значения отрицательной аномалии Eu/Eu^* (средние значения 0.35 (табл. 2)), что говорит в пользу одинаковой степени фракционирования их кристаллизационных сред.

Высокое содержание наиболее тяжелых REE в цирконе из пегматита Плоскогорского месторождения проявляется в «крутых» отрицательных спектрах их распределения: значения La/Yb_n отношения варьируют от 0.00001 до 0.0002 (табл. 2). Это значительно отличается от типичного пегматитового циркона. Например, минерал из Кейвских щелочно-гранитных пегматитов (Лялина и др., 2012) характеризуется менее крутым распределением REE и отношение La/Yb_n составляет в среднем 0.001 (рис. 5б). Циркон из пегматитов литиевых место-

Рис. 4. Тренд фракционирования Zr/Hf в цирконе из пегматитов Плоскогорского месторождения, месторождений Полмостундровское и Колмозерское (LCT семейство) и массива щелочных гранитов Белых тундр (NYF семейство).

Увеличенный фрагмент для пегматитов Плоскогорского месторождения: серые и черные треугольники – реликтовые зоны и матрица соответственно.

Fig. 4. Zr/Hf fractionation trend in zircons from pegmatites of the Mt Ploskaya deposit, pegmatites of Polmostundra and Kolmozero deposits (LCT family) and White Tundra alkaline granite pluton (NYF family).

Enlarged fragment for pegmatites of the Mt Ploskaya deposit: gray and black triangles – relict zones and matrix, respectively.

рождений Кольского региона (Levashova et al., 2024) показывает еще более плоские спектры распределения REE: например, отношение La/Yb_n варьирует от 0.024 в Полмостундровском месторождении до 0.23 – в Колмозерском (рис. 5б).

Циркон из пегматита характеризуется значительным фракционированием пары Y–Yb: отношение Y/Yb_n составляет в среднем 0.005 в реликтовых участках и 0.011 – в матрице (табл. 2). В минералах из пегматитов щелочных гранитов и литиевых месторождений это отношение почти на два порядка выше (0.24 и 0.50, соответственно). Следует отметить, что и для одного из самых высоко-Yb циркона из гранитов и пегматитов Зудонг-Дабу в Южном Китае (Zhao et al., 2022) среднее значение Y/Yb_n составляет 0.21. По всей видимости, в пегматите Плоскогорского месторождения на поведение Y и Yb влияют процессы, отличные от магматической дифференциации (рис. 6): возможно, Y был деплетирован в пегматитовом расплаве-растворе до кристаллизации циркона за счет массового осаждения селективно-Y минералов (например, «иттрофлюорит»).

Характерное для матрицы, значительно более высокое содержание таких несовместимых примесных элементов, как Nb, Ta, Th, U, и летучих компонентов (H_2O , F, Cl, B) по сравнению с участками реликтового циркона указывает на преобразование циркона на гидротермальном этапе. При этом аномально высокие содержания галогенов, скорее всего, обусловлены присутствующими в цирконе – твердофазными и/или флюидными включениями. Так, П. Хоскин (Hoskin, 1999, 2005) показал, что

Таблица 2

Состав редких элементов в цирконе (г/т) из пегматита Плоскогорского месторождения

Table 2

Trace element composition of zircon from the Mt Ploskaya deposit (ppm)

№ анализа/ элемент	38	40	42	43	47	48	54	55	57
	Светлые участки (реликты)								
La	0.26	0.30	2.03	2.50	0.89	0.27	2.44	0.98	0.53
Ce	0.80	2.40	2.48	6.96	1.86	0.43	4.44	9.58	15.29
Pr	0.12	0.14	1.21	1.09	0.47	0.08	1.93	0.49	0.24
Nd	0.67	0.67	4.73	4.26	1.78	0.26	10.01	2.50	1.11
Sm	0.68	0.72	3.85	4.60	1.69	0.39	10.16	3.71	2.11
Eu	0.13	0.17	0.46	0.89	0.21	0.10	1.82	0.56	0.56
Gd	1.57	1.85	7.96	11.0	3.89	1.52	19.00	11.80	10.40
Dy	49.40	57.40	100	230	102	84.20	296	313	386
Er	542	503	717	1491	868	826	2113	2154	2797
Yb	9065	7912	9829	14773	11405	11508	20830	23341	30149
Lu	1722	1491	1774	2038	1946	1920	3038	3575	4353
Li	68.70	53.10	49.40	228.50	47.50	43.5	65.80	29.60	27.50
B	0.38	11.10	64.50	277	31.20	2.54	25.10	118	14.90
P	1668	1507	2005	4268	2222	2189	6583	4784	4575
Ca	202	547	1349	10348	1154	27.10	824	4537	3152
Ti	0.41	0.59	6.28	30.09	1.32	0.31	4.20	2.28	2.56
Sr	15.70	24.90	53.80	191	41.90	12.20	43.80	160	113
Y	127	268	787	1141	486	146	2269	1172	1017
Nb	116	93.50	75.80	346	78.60	55.50	60.80	160	280
Ba	1.77	3.84	21.50	281	12.20	1.45	16.40	80.60	43.50
Hf	144698	125107	145463	88244	135681	145241	157839	145637	139712
Th	21.60	41.80	221	329	26.60	12.10	108	628	701
U	2394	2611	3180	4370	2481	2191	2426	7689	8312
Ta	890	690	445	1029	674	622	540	583	834
H ₂ O	224	3005	7830	31855	4427	1851	4706	16698	3413
F	139	458	1054	5843	635	133	632	2799	649
Cl	86.30	158	231	866	178	77.60	192	465	174
Th/U	0.01	0.02	0.07	0.08	0.01	0.01	0.04	0.08	0.08
Eu/Eu*	0.37	0.44	0.25	0.38	0.25	0.39	0.40	0.26	0.36
Ce/Ce*	1.10	2.85	0.38	1.02	0.69	0.69	0.50	3.37	10.39
ΣREE	11384	9969	12443	18564	14333	14341	26327	29413	37715
ΣLREE	1.84	3.51	10.40	14.80	5.00	1.05	18.80	13.50	17.20
ΣHREE	11381	9965	12428	18544	14326	14340	26297	29395	37696
(La/Yb) _n	0.00002	0.00003	0.00014	0.00011	0.00005	0.00002	0.00008	0.00003	0.00001
(Y/Yb) _n	0.0014	0.0035	0.0082	0.0079	0.0044	0.0013	0.0112	0.0051	0.0035
(Ce/Y) _n	0.016	0.023	0.008	0.016	0.010	0.008	0.005	0.021	0.038

Продолжение таблицы 2

№ анализа/ элемент	39	41	44	45	46	49	50	51	52	53	56	58
	Темные участки (матрица)											
La	1.20	3.51	5.32	2.44	3.86	2.54	3.36	4.84	3.99	2.98	5.48	1.32
Ce	10.85	8.97	16.56	31.87	22.50	36.20	34.91	55.60	41.25	35.91	8.92	10.33
Pr	0.81	2.52	3.31	0.27	1.63	0.80	1.20	3.80	2.14	0.97	3.77	0.83
Nd	3.42	9.67	11.67	1.22	6.88	2.31	4.29	13.42	7.08	3.07	14.27	3.39
Sm	4.57	8.98	11.21	3.73	6.24	4.23	4.88	9.20	7.55	4.30	13.20	4.80
Eu	0.85	1.27	1.95	0.55	0.74	1.03	1.17	1.94	1.44	1.12	1.90	0.76
Gd	12.00	21.30	24.80	13.10	13.70	13.70	14.1	20.0	19.2	13.7	29.10	12.20
Dy	182	250	382	444	285	422	412	455	455	413	298	263
Er	958	1110	2066	2798	1916	2789	2675	2711	2848	2726	1165	1869
Yb	11732	10413	21583	28569	20520	28115	26712	27479	27562	27608	10561	20039
Lu	2038	1610	3112	3986	2996	3894	3785	3858	3935	3796	1646	3005
Li	61.80	64.50	34.90	25.60	34.80	27.80	37.70	42.5	44.60	34.90	65.0	36.70
B	71.40	136	258	701	529	588	703	817	833	729	112	287
P	1941	1801	3320	2744	2347	2944	2855	2918	2933	2985	1885	3230
Ca	4077	1404	9850	13565	10963	13744	13273	12887	12135	12920	2216	9079
Ti	2.99	8.17	7.61	3.75	4.42	4.16	4.90	6.58	8.16	4.23	8.44	4.64
Sr	110	56.10	287	488	360	529	462	431	432	450	87.20	276
Y	1374	2724	2411	1168	1367	1364	1466	2114	2443	1397	3670	1316
Nb	122	95.20	293	707	574	679	698	653	636	659	83.30	174
Ba	21.50	26.80	139	319	272	336	319	302	314	308	41.50	128
Hf	133254	139531	137787	125709	127433	131675	128025	133591	127228	129616	147120	135322
Th	93.90	273	2884	1569	918	1336	1609	1747	1466	1642	160	325
U	5251	4677	9471	13283	9738	14138	14266	15194	14491	14624	4640	5073
Ta	763	516	973	1900	1819	2022	1966	2058	2050	1940	228	692
H ₂ O	20836	9065	27385	32091	24689	34624	34116	36792	36130	32009	13713	23689
F	3828	1739	6959	6881	6122	6741	7777	7205	7256	6868	1692	6003
Cl	646	836	861	1800	1228	1331	1668	1473	1522	1551	335	800
Th/U	0.02	0.06	0.30	0.12	0.09	0.09	0.11	0.12	0.10	0.11	0.03	0.06
Eu/Eu*	0.35	0.28	0.36	0.24	0.24	0.41	0.43	0.44	0.36	0.45	0.29	0.30
Ce/Ce*	2.67	0.73	0.96	9.57	2.17	6.14	4.20	3.14	3.42	5.10	0.47	2.39
ΣREE	14944	13438	27219	35850	25773	35280	33648	34611	34882	34603	13746	25211
ΣLREE	16.30	24.07	36.90	35.80	34.90	41.80	43.80	77.70	54.50	42.90	32.40	15.90
ΣHREE	14922	13403	27169	35810	25731	35233	33599	34523	34819	34555	13698	25189
(La/Yb) _n	0.00007	0.00023	0.00017	0.00006	0.00013	0.00006	0.00009	0.00012	0.00010	0.00007	0.00035	0.00004
(Y/Yb) _n	0.0120	0.0268	0.0115	0.0042	0.0068	0.0050	0.0056	0.0079	0.0091	0.0052	0.0356	0.0067
(Ce/Y) _n	0.020	0.008	0.018	0.070	0.042	0.068	0.061	0.067	0.043	0.066	0.006	0.020

гидротермальные каймы/обрастания в исследованном им цирконе обогащены фтором (до 2000 г/т) по сравнению с магматическими ядрами (6–10 г/т) и предположил, что эти содержания связаны с субмикроскопическими флюидными включениями. Вода может входить в кристаллическую структуру циркона (до 1 мас. %), а ее более высокие содержания

обусловлены нахождением в дефектах структуры минерала, образующихся при метамиктизации (De Hoog et al., 2014; Xia et al., 2021).

Th/U отношение ниже в реликтах, чем в матрице: 0.01–0.08 (среднее 0.04) против 0.02–0.30 (среднее 0.1), соответственно, что подтверждает способность урана накапливаться в высоководных

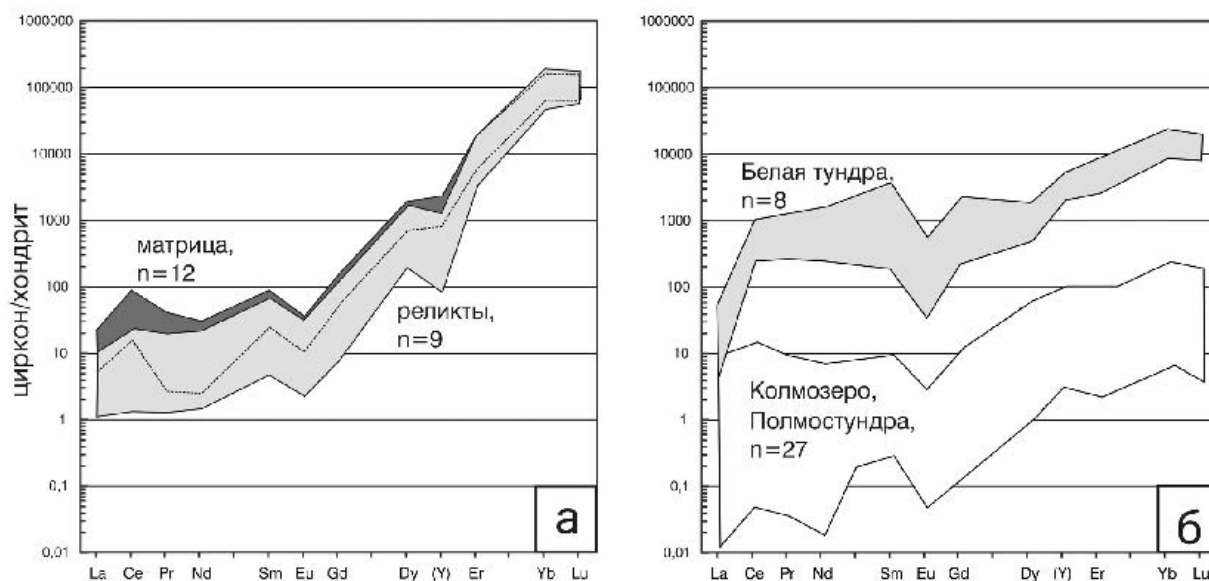


Рис. 5. Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI (McDonough, Sun, 1995), для циркона из пегматита Плоскогорского месторождения (светло-серое – реликты, темно-серое – матрица) (а) и пегматитов месторождений Полмостундровское и Колмозерское и массива щелочных гранитов Белых тундр (б).

Fig. 5. REE patterns normalized to CI chondrite (McDonough, Sun, 1995) for zircon from pegmatites of the Mt Ploskaya deposit (light gray – relics, dark gray – matrix) (a) and pegmatites of Polmostundra and Kolmozero deposits and Belaya tundra alkali granitic pluton (б).

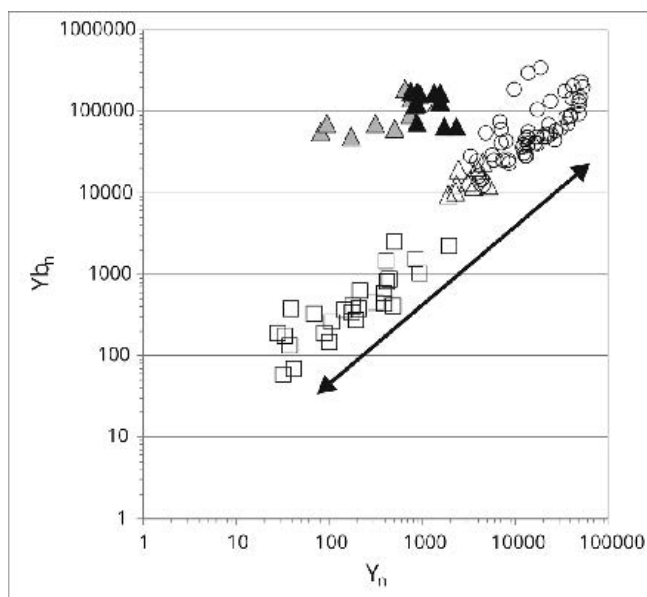


Рис. 6. Диаграмма Y–Yb (нормализованных к хондриту) для циркона из пегматитов Плоскогорского месторождения (черные и серые треугольники), щелочных гранитов Белых тундр (белые треугольники), месторождений Колмозерское и Полмостундровское (квадраты) и гранитов Зудонг и Дабу (круги), иллюстрирующая отличие тренда изученного циркона от нормального тренда дифференциации.

Fig. 6. Chondrite-normalized Y–Yb diagram for zircon from pegmatites of the Mt Ploskaya deposit (gray and black triangles), Belaya tundra alkali granites (white triangles), Kolmozero and Polmostundra deposits (squares), and Zudong and Dabu granites (circles) showing the difference between the trend of the studied zircon from normal differentiation trend.

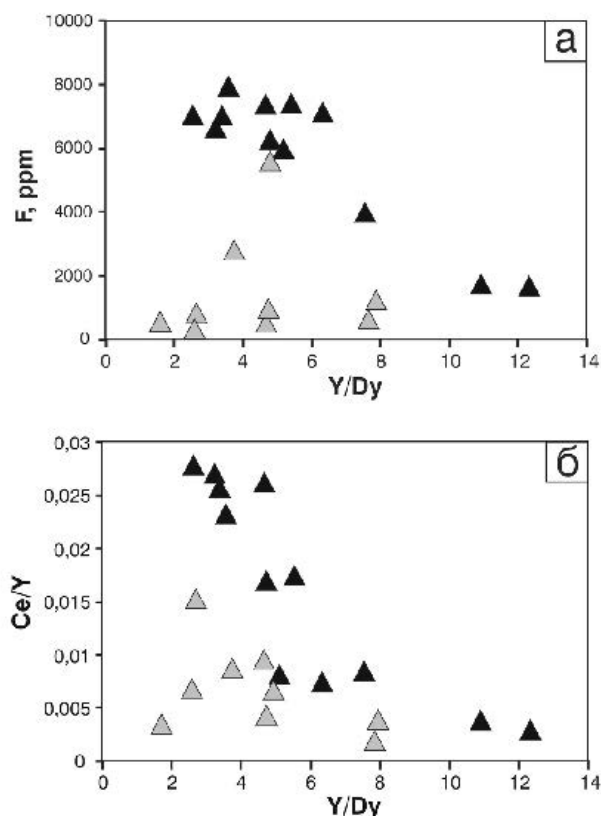
гидротермальных растворах (Finch, Murakami, 1999) и аккумулироваться в собственных урановых минералах. В нашем случае на это указывает формирование многочисленных включений «казолита» в цирконе матрицы.

Необычное распределение REE и повышенное содержание F в цирконе, а также его тесная пространственная ассоциация с флюоритом позволяют предположить существенную роль этих компонентов в эволюции пегматитовой системы Плоскогорского месторождения. Существуют мно-

гочисленные экспериментальные и теоретические доказательства того, что все REE образуют комплексы разной растворимости с F (London et al., 1988; Keppler, 1993; Migdisov et al., 2009; Linnen et al., 2014). Важная роль REE-F комплексов в формировании редкометалльных месторождений хорошо изучена рядом авторов (Ekambaram et al., 1986; Charoy, Raimbault, 1994; Williams-Jones et al., 2000; Agangi et al., 2010). Например, Y-F комплексы более стабильны, чем Dy-F комплексы (Gramaccioli et al., 1999), поэтому обогащение F флюида приведет к

Рис. 7. Диаграммы F–Y/Dy и Ce/Y–Y/Dy для циркона из пегматита Плоскогорского месторождения, иллюстрирующие отрицательную корреляцию между содержанием F и отношением Y/Dy и увеличение содержаний Ce в минерале с понижением отношения Y/Dy (светло-серые треугольники – реликты; черные треугольники – матрица).

Fig. 7. F–Y/Dy and Ce/Y–Y/Dy diagrams for zircon from pegmatites of the Mt Ploskaya deposit showing a negative correlation between the F content and the Y/Dy ratio and the increase in the Ce content of the mineral with a decrease in the Y/Dy ratio (gray and black triangles – relics and matrix, respectively).



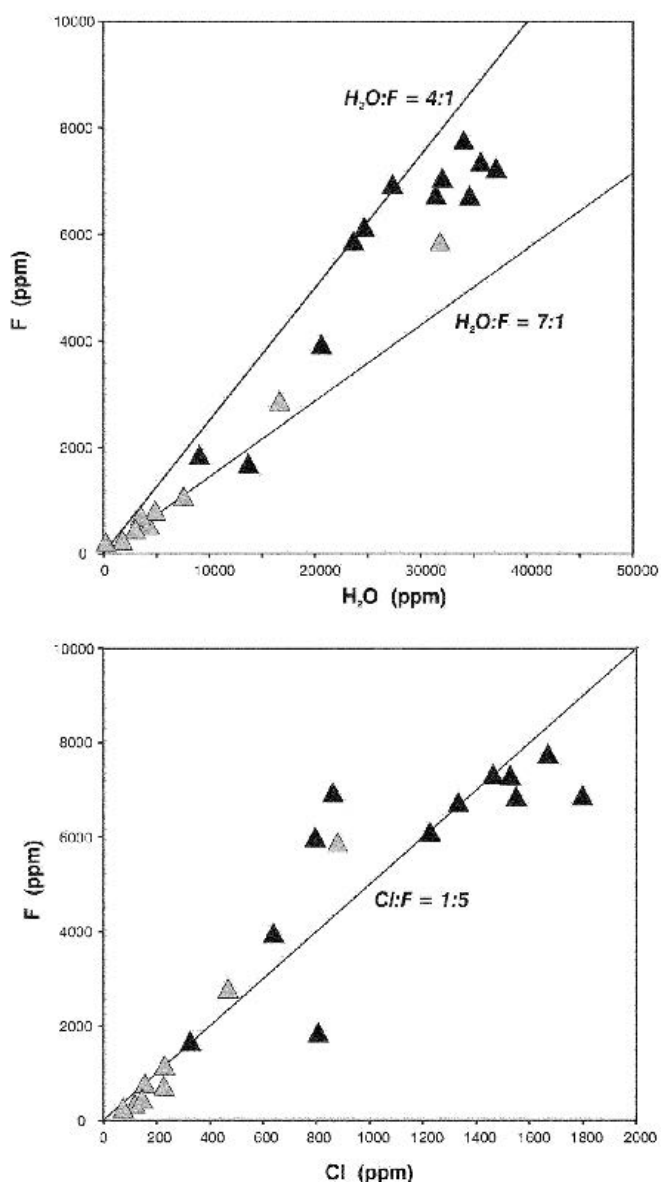
последовательному увеличению отношения Y/Dy в нем до тех пор, пока не произойдет кристаллизация F-содержащих минералов (обычно флюорита и, в некоторых случаях, фторапатита). Расходование F дестабилизирует Y-F комплексы, что приводит к локальной кристаллизации REE минералов с более высокими отношениями Y/Dy. На этом этапе Dy будет преимущественно входить в структуру REE минералов по сравнению с Y.

Вариации Y/Dy в цирконе пегматитов Плоскогорского месторождения составляют от 2 до 12, что может указывать на изменение концентрации F в пегматитовом расплаве/флюиде. Кроме того, циркон матрицы (гидротермальная стадия) имеет общую отрицательную корреляцию между отношениями Y/Dy и концентрацией F в минерале (рис. 7а). В нашем случае это явление можно объяснить следующим образом: F из флюида, в основном, связывается во флюорите, после чего оставшийся во флюиде F, может входить в циркон, что приводит к последовательному обогащению F минерала при понижении температуры.

Другим интересным наблюдением является общая тенденция к увеличению отношения Ce/Y в цирконе матрицы, образовавшемся под воздействием флюидов с более высоким содержанием F (рис. 5б, где Y/Dy коррелирует с содержанием F).

Хорошо известно, что комплекс YF^{2+} более стабилен в гидротермальных растворах, чем комплекс CeF^{2+} : константа стабильности для YF^{2+} почти в пять раз выше, чем для комплекса CeF^{2+} (Brookins, 1989). Именно поэтому высокое содержание F во флюиде способствует кристаллизации циркона с относительно более высоким отношением Ce/Y (рис. 7б).

Высокие содержания H_2O , F и Cl в анализированном веществе и значимая положительная корреляция между этими компонентами (r составляет 0.99 для реликтов и варьирует в диапазоне 0.63–0.88 для циркона матрицы) позволяют предположить состав летучих в пегматитовой системе Плоскогорского месторождения. Как уже отмечалось ранее, общее содержание этих трех летучих компонентов увеличивается в 5–8 раз от реликтов к матрице циркона (рис. 8), при этом соотношение между ними сохраняется практически одинаковым для F и Cl (около 5:1) и заметно увеличивается в пользу F по сравнению с H_2O (от 1:7 до 1:4 для реликтов и матрицы, соответственно). Таким образом, соотношение $H_2O:F:Cl$ во флюидной фазе меняется от 35:5:1 на магматическом (пегматитовом) этапе до 20:5:1 – на гидротермальном.



К ВОПРОСУ ГЕНЕЗИСА ПЕГМАТИТА ПЛОСКОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ранее для монацита, циркона и ксенотима из пегматита Плоскогорского месторождения были получены U-Pb изотопные возрасты 1673 ± 3 , 1682 ± 35 и 1695 ± 5 млн лет, соответственно (Баянова, 2004). В Кейвском террейне и на Кольском полуострове граниты с таким возрастом не известны, поэтому Д.Р. Зозулей и Д.О. Захаровым (2023) были предложены механизмы формирования пегматита либо (1) путем метаморфической ремобилизации редких металлов и несовместимых элементов из щелочного гранита (источник REE, Nb, F) и вмещающего комплекса (гнейсы и сланцы Кейвского комплекса) (метавулканиды средне-кислого состава и высоко-

Рис. 8. Соотношение H₂O, F и Cl в реликтах (светло-серые треугольники) и матрице (черные треугольники) циркона из пегматита Плоскогорского месторождения.

Fig. 8. Correlation of H₂O, F and Cl contents in relics (gray triangles) and matrix (black triangles) of zircon from pegmatites of the Mt Ploskaya deposit.

глиноземистые метаосадки) – источники Sn, W, Pb, Mo, Li, P) или (2) при анатексисе верхнекорковых пород. Данный временной этап, скорее всего, связан с флюидо-термальной активизацией Фенноскандинавского щита. В его южной части этот период характеризуется интрузиями гранитов рапакиви (Rämö, Наарала, 1995), а в северо-западной части – гранитными пегматитами (Bergh et al., 2015). В самом Кейвском террейне циркон из метаосадочного сланцевого комплекса имеет метасоматически образованные каймы с U-Pb (SHRIMP) возрастом 1645–1690 млн лет (Kaulina et al., 2015).

В целом распределение REE в цирконе соответствует минералогическим и геохимическим особенностям пегматитовой системы Плоскогорского месторождения – Y + HREE >> LREE. При этом аномально высокое содержание HREE, и особенно Yb и Lu, характерно как для магматогенного, так и гидротермального циркона, что указывает на специфический состав протолита при выплавке пегматитового расплава. Гранат – единственный породообразующий минерал, известный селективным обогащением Y и HREE (в метапелитах и кислых метавулканидах содержания Yb и Lu в минерале достигают 100–1000 г/т (Zirakparvar, 2022)), может рассматриваться как индикатор возможного избирательного обогащения HREE протолита исследуемой пегматитовой системы. Т.П. Щеглова с соавторами (2003) показали, что в ходе наложенных метасоматических процессов гранаты из Кейвского гнейсо-сланцевого комплекса показывают значительное фракционирование РЗЭ в сторону обогащения HREE: более чем 100-кратное уменьшение отношения La/Yb_n по сравнению с гранатом из неизмененных пород. При плавлении такого протолита HREE будут последовательно накапливаться в остаточном расплаве по мере его дифференциации, пока из последних порций расплава не кристаллизуется пегматит с высоко-Yb цирконом. На первично-магматическое обогащение HREE Плоскогорской пегматитовой системы указывает

и низкое содержание (или отсутствие) других примесных элементов, таких как Y, Ca, Ti, в реликтовых (магматических) зонах циркона. Следует отметить, что на развитие метасоматических процессов в Кейвском гнейсо-сланцевом комплексе, синхронных с формированием пегматита, указывают, в том числе, исследования циркона из самого комплекса (Kaulina et al., 2015). По нашему мнению, частичное плавление верхнекоровых пород может рассматриваться как наиболее вероятный механизм формирования уникального по составу амазонитового пегматита Плоскогорского месторождения. «Анатектическая» модель формирования пегматитов как альтернативная «гранитной» активно разрабатывается в последние годы (Knoll et al., 2023; Müller et al., 2017; Webber et al., 2019; др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение циркона из Плоскогорского месторождения на Кольском полуострове показывает, что при магмато-гидротермальном переходе в пегматитовой системе происходит селективное накопление ряда редких элементов и летучих компонентов в остаточных флюидах/растворах, а уникальное обогащение HREE является особенностью источника при выплавке пегматитового расплава. В частности, установлены следующие факты:

1. Циркон из пегматита Плоскогорского месторождения состоит из реликтов (светлых в BSE режиме), заключенных в поздней (темно-серой в BSE режиме) матрице.

2. В цирконе матрицы установлены более высокие содержания примесных элементов (Ca, U, Th, Nb, Ta, REE) и более высокие значения Ce/Y отношения, что указывает на его образование в гидротермальных условиях.

3. По отношению Zr/Hf циркон из Плоскогорского пегматита сходен с высокогафниевым цирконом из LCT-пегматитов Кольского редкометалльного (Li-Be-Ta) пегматитового пояса.

4. Анализ распределения Y и REE показывает более фракционированный характер для матрицы и более окислительные условия ($Ce/Ce^*_{\text{матрица}} > Ce/Ce^*_{\text{реликты}}$) ее формирования по сравнению с реликтами. Обе разновидности циркона имеют аномально высокие содержания Yb и Lu, что согласуется в целом с минералого-геохимической спецификой пегматита. Существенную роль во фракционировании некоторых REE (например, Y-Dy и Ce-Y) играло образование комплексных соедине-

ний со фтором. Фракционирование Y-Yb в цирконе в сторону деплетирования Y связано с более ранней кристаллизацией селективно-Y минералов.

5. Содержание летучих компонентов (H_2O , F, Cl) увеличивается в несколько раз от реликтов к измененному циркону матрицы, при этом соотношение F:Cl сохраняется на уровне 5:1, а отношение $(F + Cl):H_2O$ увеличивается почти в два раза.

6. Предполагается, что протолит пегматитового расплава испытал воздействие метасоматических процессов, которые обусловили его HREE специализацию.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И.Д. (1976) Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., Наука, 224 с.

Баянова Т.Б. (2004) Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М., Наука, 172 с.

Бельков И.В. (1958) Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитов Кольского полуострова. *Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова*, Вып. 1, 126–139.

Волошин А.В., Пахомовский Я.А. (1986) Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. Л., Наука, 168 с.

Волошин А.В., Пахомовский Я.А. (1988) Минералогия тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л., Наука, 239 с.

Вохменцев А.Я., Остроумов А.М., Марин А.Б., Платонов А.Н., Попов В.А., Тарашан А.Н., Шмакин Б.М. (1989) Амазонит. М., Недра, 192 с.

Загорский В.Е., Макагон В.М., Шмакин Б.М. (2003) Систематика гранитных пегматитов. *Геология и геофизика*, 44(5), 422–435.

Зозуля Д.Р., Захаров Д.О. (2023) Многостадийная и долгоживущая (ок. 1000 млн лет) магмато-гидротермальная система Zr-REE-Nb-Th месторождений Кейвского щелочногранитного комплекса, Кольский полуостров: новые данные по U-Pb возрасту цирконов и изотопный состав кислорода. *Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН*, 20, 103–111. <https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.011>

Калита А.П. (1974) Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова. М., Недра, 140 с.

Левашова Е.В., Зозуля Д.Р., Морозова Л.Н., Скублов С.Г., Серов П.А. (2024) Циркон как индикатор магмато-гидротермального перехода в эволюции редкометалльных пегматитов (на примере литиевых месторождений Колмозерское и Полмостундровское, Кольский п-ов, Россия). *Геология и геофизика*, 65 (11), 1552–1572. <https://doi.org/10.15372/GiG2024134>

- Левашова Е.В., Скублов С.Г., Хамдард Н., Иванов М.А., Стативко В.С. (2024) Геохимия циркона из пегматитовых лейкогранитов комплекса Лагман, провинция Нуристан, Афганистан. *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2011. <https://doi.org/10.2205/2024ES000916>
- Лунц А.Я. (1972) Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Северо-Запада СССР. М., Недра, 167 с.
- Лялина Л.М., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Селиванова Е.А., Савченко Е.Э. (2012) Генетические особенности циркона из пегматитов неархейской щелочногранитовой формации Кольского региона. *Записки РМО*, 141(5), 35–51.
- Лялина Л.М., Селиванова Е.А., Савченко Е.Э., Зозуля Д.Р., Кадырова Г.И. (2014) Минералы ряда гадолинит-(Y) – хинганит-(Y) в пегматитах щелочных гранитов Кольского полуострова. *Записки РМО*, 143(1), 87–101.
- Мелентьев Г.Б. (2019) Источники аномально высоких концентраций тантала, бериллия и иттриевых редкоземельных металлов: промышленная ценность и задачи поисков. *Труды Карельского научного центра РАН*, 10, 50–61. <https://doi.org/10.17076/geo1128>
- Пеков И.В., Чуканов Н.В., Кононова Н.Н., Якубович О.В., Масса В., Волошин А.В. (2008) Твейтит-(Y) и редкоземельные разновидности флюорита из амазонитовых пегматитов Западных Кейв, Кольский полуостров, Россия. Генетическая кристаллохимия природных Са,REE-фторидов. *Записки РМО*, 137(3), 76–93.
- Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г. (2008) Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях. *Геохимия*, 9, 980–997.
- Щеглова Т.П., Другова Г.М., Скублов С.Г. (2003) Редкоземельные элементы в гранатах и амфиболах пород Кейвского блока. *Записки РМО*, 2, 78–86.
- Agangi A., Kamenetsky V.S., McPhie J. (2010) The role of fluorine in the concentration and transport of lithophile trace elements in felsic magmas: Insights from the Gawler Range volcanics, South Australia. *Chemical Geology*, 273, 314–325. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.008>
- Aseri A.A., Linnen R.L., Che X.D., Thibault Y., Holtz F. (2015) Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts. *Ore Geology Reviews*, 64, 736–746. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.014>
- Bergh S.G., Corfu F., Priyatkina N., Kullerud K., Myhre P.I. (2015) Multiple post-Svecofennian 1750–1560 Ma pegmatite dykes in Archaean-Palaeoproterozoic rocks of the West Troms basement complex, North Norway: geological significance and regional implications. *Precambrian Research*, 266, 425–439. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.035>
- Brookins D.G. (1989) Aqueous geochemistry of rare earth elements. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1), 201–225.
- Burnham A.D., Berry A.J. (2014) The effect of oxygen fugacity, melt composition, temperature and pressure on the oxidation state of cerium in silicate melts. *Chemical Geology*, 366, 52–60. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.015>
- Černý P., Ercit S. (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43, 2005–2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>
- Charoy B., Raimbault L. (1994) Zr-rich, Th-rich, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China) – the key role of fluorine. *Journal of Petrology*, 35, 919–962. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.4.919>
- Cherniak D.J., Watson E.B. (2003) Diffusion in zircon. *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 113–143. <https://doi.org/10.2113/0530113>
- De Hoog J.C.M., Lissenberg C.J., Brooker R.A., Hinton R., Trail D., Hellebrand E. (2014) Hydrogen incorporation and charge balance in natural zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141, 472–486. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.06.033>
- Ekambaram V., Brookins D.G., Rosenberg P.E., Emanuel K.M. (1986) Rare-earth element geochemistry of fluorite-carbonate deposits in Western Montana, USA. *Chemical Geology*, 54, 319–331. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90146-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90146-4)
- Finch R., Murakami T. (1999) Systematics and paragenesis of uranium minerals. *Reviews in Mineralogy*, 38, 91–179.
- Gerasimovskiy V.I., Nesmeyanova L.I., Kakhana M.M., Khazizova V.D. (1972) Trends in the Zr and Hf distributions for lavas of the East African Rift zones. *Geochemistry*, 12, 1078–1086.
- Gramaccioli C.M., Diella V., Demartin F. (1999) The role of fluoride complexes in REE geochemistry and the importance of 4f electrons: some examples in minerals. *European Journal of Mineralogy*, 11, 983–992. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/6/0983>
- Harley S.L., Kelly N.M. (2007) Zircon tiny but timely. *Elements*, 3 (1), 13–18. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.13>
- Hoshino M., Kimata M., Nishida N., Shimizu M., Akasaka T. (2010) Crystal chemistry of zircon from granitic rocks, Japan: genetic implications of HREE, U and Th enrichment. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 187(2), 167–188. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2010/0177>
- Hoskin P.W.O. (1999) SIMS determination of $\mu\text{g g}^{-1}$ -level fluorine in geological samples and its concentration in NIST SRM 610. *Geostandart News*, 23, 69–76. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1999.tb00560.x>
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3), 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>
- Kakutani Y., Kohno T., Nakano S., Nishimura A., Hoshino M. (2012) Case study of zircon from a pegmatite in the Tanakami granite pluton, central Japan: occurrence, morphology, texture and chemical composition. *Bulletin of*

- the *Geological Survey of Japan*, 63(7/8), 203–226. <https://doi.org/10.9795/bullgsj.63.203>
- Kalashnikov A.O., Konopleva N.G., Pakhomovsky Y.A., Ivanyuk G.Y. (2016) Rare earth deposits of the Murmansk Region, Russia – a review. *Economic Geology*, 111, 1529–1559. <http://doi.org/10.2113/econgeo.111.7.1529>
- Kaulina T.V., Sinai M.Y., Savchenko E.E. (2015) Crystallogenic models for metasomatic replacement in zircons: implications for U–Pb geochronology of Precambrian rocks. *International Geology Review*, 57(11–12), 1526–1542. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.961976>
- Kepler P. (1993) Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 479–488. <https://doi.org/10.1007/bf00321752>
- Knoll T., Huet B., Schuster R., Mali H., Ntaflou T., Hauzenberger C. (2023) Lithium pegmatite of anatectic origin – a case study from the Austroalpine Unit pegmatite province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling. *Ore Geology Reviews*, 154, 105298. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105298>
- Kudryashov N.M., Skublov S.G., Galankina O.L., Udoratina O.V., Voloshin A.V. (2020) Abnormally high-hafnium zircon from rare-metal pegmatites of the Vasin-Mylk deposit (the northeastern part of the Kola Peninsula). *Geochemistry*, 80(3), 125489. <https://doi.org/10.1016/j.geoch.2018.12.001>
- Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G., Galankina O.L., Li Q.L., Li X.H. (2023) Geochemistry (TE, REE, oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions. *Geochemistry International*, 61(13), 1323–1339. <https://doi.org/10.1134/S001670292311006X>
- Linnen R.L., Kepler H. (2002) Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 3293–3301. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00924-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00924-9)
- Linnen R.L., Samson I.M., Williams-Jones A.E., Chakhmouradian A.R. (2014) Geochemistry of the rare-earth elements, Nb, Ta, Hf, and Zr deposits. In: *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed. Amsterdam, Elsevier, 543–568.
- London D., Hervig R.L., Morgan G.B. (1988) Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite - pegmatite systems - experimental results with Macusani glass at 200 Mpa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 360–373. <https://doi.org/10.1007/bf00375368>
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Migdisov A.A., Williams-Jones A.E., Wagner T. (2009) An experimental study of the solubility and speciation of the rare earth elements (III) in fluoride- and chloride-bearing aqueous solutions at temperatures up to 300 degrees C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 7087–7109. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.023>
- Müller A., Romer R.L., Pedersen R.B. (2017) The Sveconorwegian pegmatite province – thousands of pegmatites without parental granites. *The Canadian Mineralogist*, 55, 283–315. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600075>
- Neves J.C., Nunes J.L., Sahama T.G. (1974) High hafnium members of the zircon-hafnion series from the granite pegmatites of Zambezia, Mozambique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48, 73–80. <https://doi.org/10.1007/BF00399111>
- Rämö O.T., Haapala I.J. (1995) One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, 52, 129–185. <https://doi.org/10.1007/BF01163243>
- Skublov S.G., Petrov D.A., Galankina O.L., Levashova E.V., Rogova I.V. (2023) Th-rich zircon from a pegmatite vein hosted in the Wiborg rapakivi granite massif. *Geosciences*, 13 (12), 362. <https://doi.org/10.3390/geosciences13120362>
- Skublov S.G., Hamdard N., Ivanov M.A., Stativko V.S. (2024) Trace element zoning of colorless beryl from spodumene pegmatites of Pashki deposit (Nuristan province, Afghanistan). *Frontiers in Earth Sciences*, 12, 1432222. <https://doi.org/10.3389/feart.2024.1432222>
- Smith P.E., Tatsumoto M., Farquhar R. (1987) Zircon Lu–Hf systematics and evolution of the Archean crust in the southern Superior Province, Canada. *Contributions in Mineralogy and Petrology*, 97, 93–104. <https://doi.org/10.1007/BF00375217>
- Sokolov M.F. (2006) Characterization of Pb and selected trace elements in amazonitic K-feldspar. MSc Theses, Montreal, McGill University, 130 p.
- Wang H., He H., Yang W., Bao Z., Liang X., Zhu J., Ma L., Huang Y. (2023) Zircon texture and composition fingerprint HREE enrichment in muscovite granite bedrock of the Dabu ion-adsorption REE deposit, South China. *Chemical Geology*, 616, 121231. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121231>
- Wang X., Griffin W.L., Chen J. (2010) Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochemical Journal*, 44, 65–72. <https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0043>
- Webber K.L., Simmons W.B., Falster A.U., Hanson S.L. (2019) Anatectic pegmatites of the Oxford County pegmatite field, Maine, USA. *The Canadian Mineralogist*, 57, 811–815. <https://doi.org/10.3749/canmin.AB00028>
- Williams-Jones A.E., Samson I.M., Olivo G.R. (2000) The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Economic Geology*, 95, 327–341. <https://doi.org/10.2113/95.2.327>
- Yin R., Wang R.C., Zhang A.C., Hu H., Zhu J.C., Rao C., Zhang H. (2013) Extreme fractionation from zircon to hafnion in the Koktokay No. 1 granitic pegmatite, Altai, northwestern China. *American Mineralogist*, 98, 1714–1724. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4494>
- Xia X.-P., Meng J., Ma L., Spencer C.J., Cui Z., Zhang W.-F., Yang Q., Zhang L. (2021) Tracing magma water evolution by H₂O-in-zircon: a case study in the Gangdese batholith in Tibet. *Lithos*, 404–405, 106445. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106445>

Zhao X., Li N-B., Huizenga J.M., Zhang Q-B., Yang Y-Y., Yan S., Yang W., Niu H-C. (2022) Granitic magma evolution to magmatic-hydrothermal processes vital to the generation of HREEs ion-adsorption deposits: constraints from zircon texture, U-Pb geochronology, and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 146, 104931. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104931>

Zirakparvar N.A. (2022) Industrial garnet as an unconventional heavy rare earth element resource: preliminary insights from a literature survey of worldwide garnet trace element concentrations. *Ore Geology Reviews*, 148, 105033. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105033>

Zozulya D., Macdonald R., Bagiński B., Jokubauskas P. (2022) Nb/Ta, Zr/Hf and REE fractionation in exotic pegmatite from the Keivy province, NW Russia, with implications for rare-metal mineralization in alkali feldspar granite systems. *Ore Geology Reviews*, 143, 104779. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104779>

REFERENCES

Agangi A., Kamenetsky V.S., McPhie J. (2010) The role of fluorine in the concentration and transport of lithophile trace elements in felsic magmas: Insights from the Gawler Range volcanics, South Australia. *Chemical Geology*, 273, 314–325. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.03.008>

Aseri A.A., Linnen R.L., Che X.D., Thibault Y., Holtz F. (2015) Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts. *Ore Geology Reviews*, 64, 736–746. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.014>

Batieva I.D. (1976) Petrology of alkaline granitoids of the Kola Peninsula. Leningrad, Nauka, 224 p. (in Russian)

Bayanova T.B. (2004) The age of reference geological complexes of the Kola region and duration of magmatic processes. St. Petersburg, Nauka, 172 p. (in Russian)

Bel'kov I.V. (1958) Y mineralization in amazonite pegmatites of alkali granites of the Kola Peninsula. *Voprosy geologii i mineralogii Kol'kogo poluoostrova (Problems of Geology and Mineralogy of the Kola Peninsula)*, 1, 126–139. (in Russian)

Bergh S.G., Corfu F., Priyatkina N., Kullerud K., Myhre P.I. (2015) Multiple post-Svecofennian 1750–1560 Ma pegmatite dykes in Archaean-Palaeoproterozoic rocks of the West Troms basement complex, North Norway: geological significance and regional implications. *Precambrian Research*, 266, 425–439. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.05.035>

Brookins D.G. (1989) Aqueous geochemistry of rare earth elements. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1), 201–225.

Burnham A.D., Berry A.J. (2014) The effect of oxygen fugacity, melt composition, temperature and pressure on the oxidation state of cerium in silicate melts. *Chemical Geology*, 366, 52–60. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.015>

Černý P., Ercit S. (2005) The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43, 2005–2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>

Charoy B., Raimbault L. (1994) Zr-rich, Th-rich, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China) – the key role of fluorine. *Journal of Petrology*, 35, 919–962. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.4.919>

Cherniak D.J., Watson E.B. (2003) Diffusion in zircon. *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 113–143. <https://doi.org/10.2113/0530113>

De Hoog J.C.M., Lissenberg C.J., Brooker R.A., Hinton R., Trail D., Hellebrand E. (2014) Hydrogen incorporation and charge balance in natural zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141, 472–486. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.06.033>

Ekambaram V., Brookins D.G., Rosenberg P.E., Emanuel K.M. (1986) Rare-earth element geochemistry of fluorite-carbonate deposits in Western Montana, USA. *Chemical Geology*, 54, 319–331. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(86\)90146-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(86)90146-4)

Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. (2008) Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geochemistry International*, 46, 912–927. <https://doi.org/10.1134/S001670290809005X>

Finch R., Murakami T. (1999) Systematics and paragenesis of uranium minerals. *Reviews in Mineralogy*, 38, 91–179.

Gerasimovskiy V.I., Nesmeyanova L.I., Kakhana M.M., Khazizova V.D. (1972) Trends in the Zr and Hf distributions for lavas of the East African Rift zones. *Geochemistry*, 12, 1078–1086.

Gramaccioli C.M., Diella V., Demartin F. (1999) The role of fluoride complexes in REE geochemistry and the importance of 4f electrons: some examples in minerals. *European Journal of Mineralogy*, 11, 983–992. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/6/0983>

Harley S.L., Kelly N.M. (2007) Zircon tiny but timely. *Elements*, 3(1), 13–18. <https://doi.org/10.2113/gselements.3.1.13>

Hoshino M., Kimata M., Nishida N., Shimizu M., Akasaka T. (2010) Crystal chemistry of zircon from granitic rocks, Japan: genetic implications of HREE, U and Th enrichment. *Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen*, 187(2), 167–188. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2010/0177>

Hoskin P.W.O. (1999) SIMS determination of $\mu\text{g g}^{-1}$ -level fluorine in geological samples and its concentration in NIST SRM 610. *Geostandart News*, 23, 69–76. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1999.tb00560.x>

Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3), 637–648. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.07.006>

- Kakutani Y., Kohno T., Nakano S., Nishimura A., Hoshino M. (2012) Case study of zircon from a pegmatite in the Tanakami granite pluton, central Japan: occurrence, morphology, texture and chemical composition. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 63 (7/8), 203–226. <https://doi.org/10.9795/bullgsj.63.203>
- Kalashnikov A.O., Konopleva N.G., Pakhomovsky Y.A., Ivanyuk G.Y. (2016) Rare earth deposits of the Murmansk Region, Russia – a review. *Economic Geology*, 111, 1529–1559. <http://doi.org/10.2113/econgeo.111.7.1529>
- Kalita A.P. (1974) Pegmatites and hydrothermalites of alkali granites of the Kola Peninsula. Moscow, Nedra, 140 p. (in Russian)
- Kaulina T.V., Sinai M.Y., Savchenko E.E. (2015) Crystallogenic models for metasomatic replacement in zircons: implications for U–Pb geochronology of Precambrian rocks. *International Geology Review*, 57(11–12), 1526–1542. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.961976>
- Kepler P. (1993) Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 479–488. <https://doi.org/10.1007/bf00321752>
- Knoll T., Huet B., Schuster R., Mali H., Ntaflou T., Hauzenberger C. (2023) Lithium pegmatite of anatectic origin – a case study from the Austroalpine Unit pegmatite province (Eastern European Alps): Geological data and geochemical modeling. *Ore Geology Reviews*, 154, 105298. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105298>
- Kudryashov N.M., Skublov S.G., Galankina O.L., Udoratina O.V., Voloshin A.V. (2020) Abnormally high-hafnium zircon from rare-metal pegmatites of the Vasin-Mylk deposit (the northeastern part of the Kola Peninsula). *Geochemistry*, 80 (3), 125489. <https://doi.org/10.1016/j.geoch.2018.12.001>
- Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G., Galankina O.L., Li Q.L., Li X.H. (2023) Geochemistry (TE, REE, oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions. *Geochemistry International*, 61 (13), 1323–1339. <https://doi.org/10.1134/S001670292311006X>
- Levashova E.V., Skublov S.G., Hamdard N., Ivanov M.A., Stativko V.S. (2024) Geochemistry of zircon from pegmatite-bearing leucogranites of the Laghman complex, Nuristan province, Afghanistan. *Russian Journal of Earth Sciences*, 24, ES2011.
- Levashova E.V., Zozulya D.R., Morozova L.N., Skublov S.G., Serov P.A. (2024) Zircon as an indicator of magmatic-hydrothermal transition in the evolution of rare-metal pegmatite (using the example of the Kolmozero and Polmostundra lithium deposits, Kola Peninsula, Russia). *Russian Geology and Geophysics*, 65(11), 316–1333. <https://doi.org/10.2113/RGG20244758>
- Linnen R.L., Keppler H. (2002) Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 3293–3301. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00924-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00924-9)
- Linnen R.L., Samson I.M., Williams-Jones A.E., Chakhmouradian A.R. (2014) Geochemistry of the rare-earth elements, Nb, Ta, Hf, and Zr deposits. In: *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed. Amsterdam, Elsevier, 543–568.
- London D., Hervig R.L., Morgan G.B. (1988) Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite - pegmatite systems - experimental results with Macusani glass at 200 Mpa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 360–373. <https://doi.org/10.1007/bf00375368>
- Lunts A.Ya. (1972) Mineralogy, geochemistry and genesis of rare-earth pegmatites of alkali granites of the northwest USSR. Moscow, Nedra, 167 p. (in Russian)
- Lyalina L.M., Selivanova E.A., Savchenko Ye.E., Zozulya D.R., Kadyrova G.I. (2014) Minerals of the gadolinite-(Y)–hingganite-(Y) series in the alkali granite pegmatites of the Kola Peninsula. *Geology of Ore Deposits*, 56 (8), 675–684. <https://doi.org/10.1134/S1075701514080042>
- Lyalina L.M., Zozulya D.R., Bayanova T.B., Selivanova E.A., Savchenko Ye.E. (2012) Genetic peculiarities of zircon from pegmatites of Neoproterozoic alkali granites of the Kola region. *Zapiski RMO (Proceedings of the Russian Mineralogical Society)*, 141(5), 35–51. (in Russian)
- Melentjev G.B. (2019) Sources of abnormally high concentrations of tantalum, beryllium, and yttrium rare earth metals: industrial value and search objectives. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN (Proceedings of the Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences)*, 10, 50–61. <https://doi.org/10.17076/geo1128> (in Russian)
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Migdisov A.A., Williams-Jones A.E., Wagner T. (2009) An experimental study of the solubility and speciation of the rare earth elements (III) in fluoride- and chloride-bearing aqueous solutions at temperatures up to 300 degrees C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 7087–7109. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.023>
- Müller A., Romer R.L., Pedersen R.B. (2017) The Sveconorwegian pegmatite province – thousands of pegmatites without parental granites. *The Canadian Mineralogist*, 55, 283–315. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600075>
- Neves J.C., Nunes J.L., Sahama T.G. (1974) High hafnium members of the zircon-hafnium series from the granite pegmatites of Zambezia, Mozambique. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48, 73–80. <https://doi.org/10.1007/BF00399111>

- Pekov I.V., Chukanov N.V., Kononkova N.N., Yakubovich O.V., Massa W., Voloshin A.V. (2009) Tveitite-(Y) and rare-earth enriched fluorite from amazonite pegmatites of Western Keivy, Kola Peninsula, Russia: Genetic crystal-chemistry of natural Ca,REE-fluorides. *Geology of Ore Deposits*, 51, 595–607. <https://doi.org/10.1134/S1075701509070083>
- Rämö O.T., Haapala I.J. (1995) One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, 52, 129–185. <https://doi.org/10.1007/BF01163243>
- Shcheglova T.P., Drugova G.M., Skublov S.G. (2003) Rare-earths elements in garnets and amphiboles of the Keivy block rocks. *Proceedings of the Russian Mineralogical Society*, 2, 78–86.
- Skublov S.G., Petrov D.A., Galankina O.L., Levashova E.V., Rogova I.V. (2023) Th-rich zircon from a pegmatite vein hosted in the Wiborg rapakivi granite massif. *Geosciences*, 13 (12), 362. <https://doi.org/10.3390/geosciences13120362>
- Skublov S.G., Hamdard N., Ivanov M.A., Stativko V.S. (2024) Trace element zoning of colorless beryl from spodumene pegmatites of Pashki deposit (Nuristan province, Afghanistan). *Frontiers in Earth Sciences*, 12, 1432222. <https://doi.org/10.3389/feart.2024.1432222>
- Smith P.E., Tatsumoto M., Farquhar R. (1987) Zircon Lu–Hf systematics and evolution of the Archean crust in the southern Superior Province, Canada. *Contributions in Mineralogy and Petrology*, 97, 93–104. <https://doi.org/10.1007/BF00375217>
- Sokolov M.F. (2006) Characterization of Pb and selected trace elements in amazonitic K-feldspar. MSc Theses, Montreal, McGill University, 130 p.
- Vokhmentsev A.Ya., Ostroumov A.M., Marin A.B., Platonov A.N., Popov V.A., Tarashtan A.N., Schmakin B.M. (1989) Amazonite. Moscow, Nedra, 192 p. (in Russian)
- Voloshin A.V., Pakhomovskii Ya.A. (1986) Minerals and evolution of mineral formation in amazonite pegmatites of the Kola Peninsula. Leningrad, Nauka, 168 p. (in Russian)
- Voloshin A.V., Pakhomovskii Ya.A. (1988) Mineralogy of Ta and Nb in rare metal pegmatites. Leningrad, Nauka, 239 p. (in Russian)
- Wang H., He H., Yang W., Bao Z., Liang X., Zhu J., Ma L., Huang Y. (2023) Zircon texture and composition fingerprint HREE enrichment in muscovite granite bedrock of the Dabu ion-adsorption REE deposit, South China. *Chemical Geology*, 616, 121231. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121231>
- Wang X., Griffin W.L., Chen J. (2010) Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochemical Journal*, 44, 65–72. <https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0043>
- Webber K.L., Simmons W.B., Falster A.U., Hanson S.L. (2019) Anatectic pegmatites of the Oxford County pegmatite field, Maine, USA. *The Canadian Mineralogist*, 57, 811–815. <https://doi.org/10.3749/canmin.AB00028>
- Williams-Jones A.E., Samson I.M., Olivo G.R. (2000) The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Economic Geology*, 95, 327–341. <https://doi.org/10.2113/95.2.327>
- Yin R., Wang R.C., Zhang A.C., Hu H., Zhu J.C., Rao C., Zhang H. (2013) Extreme fractionation from zircon to hafnon in the Koktokay No. 1 granitic pegmatite, Altai, northwestern China. *American Mineralogist*, 98, 1714–1724. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4494>
- Xia X.-P., Meng J., Ma L., Spencer C.J., Cui Z., Zhang W.-F., Yang Q., Zhang L. (2021) Tracing magma water evolution by H₂O-in-zircon: a case study in the Gangdese batholith in Tibet. *Lithos*, 404–405, 106445. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106445>
- Zagorsky V.Ye., Makagon V.M., Shmakin B.M. (2003) Systematics of granitic pegmatites. *Geologiya i geofizika (Russian Geology and Geophysics)*, 44 (5), 403–416. (in Russian)
- Zhao X., Li N.-B., Huizenga J.M., Zhang Q.-B., Yang Y.-Y., Yan S., Yang W., Niu H.-C. (2022) Granitic magma evolution to magmatic-hydrothermal processes vital to the generation of HREEs ion-adsorption deposits: constraints from zircon texture, U-Pb geochronology, and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 146, 104931. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104931>
- Zirakparvar N.A. (2022) Industrial garnet as an unconventional heavy rare earth element resource: preliminary insights from a literature survey of worldwide garnet trace element concentrations. *Ore Geology Reviews*, 148, 105033. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105033>
- Zozulya D., Macdonald R., Bagiński B., Jokubauskas P. (2022) Nb/Ta, Zr/Hf and REE fractionation in exotic pegmatite from the Keivy province, NW Russia, with implications for rare-metal mineralization in alkali feldspar granite systems. *Ore Geology Reviews*, 143, 104779. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104779>
- Zozulya D.R., Zakharov D.O. (2023) Multistage and long-lived (ca. 1000 Ma) magmatic-hydrothermal system of Zr-REE-Nb-Th deposits of the Keivy peralkaline granite complex, Kola Peninsula: updated U-Pb zircon ages and O isotopic composition. *Trudy Fersmanovskoy nauchnoy sessii (Proceedings of the Fersman Scientific Session)*, 20, 103–111. <https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.011> (in Russian)

Информация об авторах

Зозуля Дмитрий Ростиславович – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, Россия; d.zozulya@ksc.ru

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург; skublov@yandex.ru

Левашова Екатерина Валерьевна – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург; levashova.kateryna@yandex.ru

Лялина Людмила Михайловна – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, Россия; l.lyalina@ksc.ru

Information about the authors

Dmitry R. Zozulya – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Leading Researcher, Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia; d.zozulya@ksc.ru

Sergey G. Skublov – Doctor of Geological-Mineralogical Sciences, Key Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia; skublov@yandex.ru

Ekaterina V. Levashova – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Scientific Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, St. Petersburg, Russia; levashova.kateryna@yandex.ru

Lyudmila M. Lyalina – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Senior Researcher, Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia; l.lyalina@ksc.ru



УДК 552.323.1-5/552.322.3.6

<https://doi.org/10.35597/2313-545X-2025-11-1-5>

ПОЗНЕДЕВОНСКАЯ ВЕРХНЕУРАЛЬСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ (ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА, ЮЖНЫЙ УРАЛ): ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, РУДОНОСНОСТЬ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

Т.Н. Сурин

Всероссийский научно-исследовательский институт имени академика А.П. Карпинского, Средний проспект В.О. 74, г. Санкт-Петербург, 199106 Россия; Timofey_Surin@karpinskyinstitute.ru
Статья поступила в редакцию 02.12.2024 г., после доработки 26.01.2025 г., принята к печати 28.01.2025 г.

Аннотация. В работе охарактеризованы геология и петрогеохимические особенности верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации на Южном Урале. Актуальность исследований определяется необходимостью анализа магматической эволюции региона для уточнения представлений о геодинамике развития Южного Урала. Показано, что ассоциация включает в себя комагматичные вулканыты верхнеуральской толщи (трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты) и интрузивные породы верхнеуральского комплекса (субщелочные габброиды, монцонитоиды, диоритоиды и сиенитоиды). Описано строение Верхнеуральского массива и показано, что он образован породами трех фаз внедрения. Ведущим механизмом петрогенезиса вулcano-плутонической ассоциации являлась кристаллизационная дифференциация. Приведены новые данные по возрасту Верхнеуральского массива и охарактеризованы перспективы его рудоносности, в частности, предполагается его промышленная молибденоносность. Обоснована сериальная принадлежность магматических образований верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации, которые по своим параметрам представляют собой типичные породы островодужной шошонитовой серии. Их локализация в западной части Восточно-Магнитогорской островной дуги является дополнительным аргументом в пользу западного падения (в современных координатах) палеозоны субдукции в момент их формирования.

Ключевые слова: Южный Урал, верхнеуральская ассоциация, верхнеуральская толща, Верхнеуральский массив, петролого-геохимические особенности, кристаллизационная дифференциация, шошонитовая серия, циркон, возраст, островная дуга.

Финансирование. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Федерального агентства по недропользованию в рамках научной темы «Проведение в 2022–2024 годах работ по изотопно-геохимическому и геохронологическому обеспечению мониторинга государственной карты масштаба 1:1 000 000, сводного и обзорного геологического картографирования территории Российской Федерации» (государственное задание № 049-00017-23-01).

Конфликт интересов. Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов, связанных с рукописью.

Для цитирования: Сурин Т.Н. Позднедевонская верхнеуральская вулcano-плутоническая ассоциация (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Южный Урал): возраст, петрология, геохимия, рудоносность и геодинамическая обстановка формирования. Минералогия, 2025, 11(1), 64–90. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-5.

LATE DEVONIAN VERKHNEURALSJK VOLCANIC-PLUTONIC ASSOCIATION (EAST MAGNITOGORSK PALEOISLAND ARC, SOUTH URALS): AGE, PETROLOGY, GEOCHEMISTRY, ORE POTENTIAL AND GEODYNAMIC SETTING

T. N. Surin

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Sredniy pr. V.O.74,
St. Petersburg, 199106 Russia; Timofey_Surin@karpinskyinstitute.ru

Received 02.12.2024, revised 26.01.2025, accepted 28.01.2025

Abstract. The geology and petrogeochemical features of the Verkhneuralsk volcanic-plutonic association in the South Urals are characterized. The relevance of the work is determined by necessary analysis of magmatic evolution of the region to clarify ideas on geodynamic evolution of the South Urals. It is shown that this association includes comagmatic volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence (trachybasalts, trachybasaltic andesites, trachyandesites, trachydacites and trachyriolites) and intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex (subalkaline gabbroids, mozzonitoids, dioritoids and syenitoids). The structure of the Verkhneuralsk pluton is described and it is shown that it is composed of rocks of three intrusive phases. The leading mechanism of petrogenesis of the association is related to crystallization differentiation. New data on the age of the Verkhneuralsk pluton are presented and its ore (including economic Mo) potential is characterized. The igneous rocks of the Verkhneuralsk volcanic-plutonic association are typical representatives of the island-arc shoshonite series. Their localization in the western part of the East Magnitogorsk paleoisland arc is an additional argument in favor of the western fall (in modern coordinates) of the subduction paleozone at the time of their formation.

Keywords: South Urals, Verkhneuralsk association, Verkhneuralsk Sequence, Verkhneuralsk pluton, petrological and geochemical features, crystallization differentiation, shoshonite series, zircon, age, island arc.

Funding. This work was supported by the Federal Agency for Subsoil Use, project «Isotopic-geochemical and geochronological monitoring in 2022–2024 of the state map on a scale of 1 : 1 000 000, summary and overview geological mapping of the territory of the Russian Federation» (state contract no. 049-00017-23-01).

Conflict of interest. The author declares that he has no conflicts of interest.

For citation: Surin T. N. Late devonian verkhneuralsk volcanic-plutonic association (East Magnitogorsk paleoisland arc, South Urals): age, petrology, geochemistry, ore potential and geodynamic setting. Mineralogy, 11(1), 64–90. DOI: 10.35597/2313-545X-2025-11-1-5

ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Магнитогорская островная дуга является восточной ветвью Магнитогорского палеовулканического пояса, представляющего собой сложную систему «двойная островная дуга – междугуовой бассейн» (Филатов, Ширай, 1988; Серавкин и др., 1992; Зайков, 2006). Эта дуга была активна с конца эйфеля до позднего визе включительно, т. е. на протяжении более 50 млн лет, с чем связано исключительное разнообразие магматических пород и эндогенных рудных формаций, сформировавшихся в процессе ее эволюции (Сурин, Мосейчук, 1995; Мосейчук и др., 2017). По современным представлениям, в северной части Восточно-Магнитогорской дуги выделяются четыре структурно-формационные зоны (с востока на запад): Гумбейская, Учалино-Александринская, Магнитогорская и Кизильская (рис. 1). В первых трех сосредото-

ны все рудные месторождения, проявления и пункты минерализации, определяющие металлогению района.

Фаменская верхнеуральская вулcano-плутоническая ассоциация впервые выделена нами в западной части крупнейшей на Южном Урале колчеданоносной Учалино-Александринской зоны (Сурин, 1989). Она включает в себя вулканогенные породы верхнеуральской толщи и комагматичные им интрузивные образования верхнеуральского комплекса (рис. 2). Ранее указанные породы вместе с позднефранскими базальт-андезибазальтовым и габбро-диоритовым комплексами объединялись в одну формацию или ассоциацию (Штейнберг, Сурин, 1987; Салихов и др., 1987).

Верхнеуральский комплекс является рудомещающим для одноименного медно-молибден-порфирирового проявления, что привлекло к нему внимание многих исследователей (Грабежев, Белго-

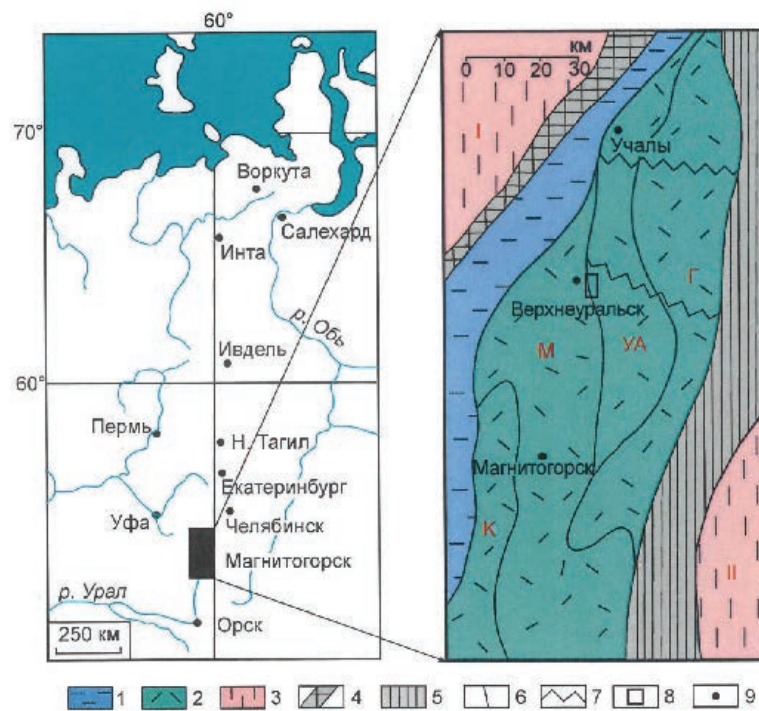


Рис. 1. Местоположение и структурно-формационное районирование северной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги, по (Мосейчук и др., 2017).

1, 2 – Магнитогорская палеоостроводужная система: 1 – Западно-Магнитогорская зона; 2 – Восточно-Магнитогорская зона (структурно-формационные подзоны: Г – Гумбейская, УА – Учалино-Александринская, М – Магнитогорская, К – Кизильская); 3 – сопредельные мегазоны: Центрально-Уральская (I), Восточно-Уральская (II); 4, 5 – крупнейшие сутурные зоны: Главная Уральская (4), Уйско-Кацбахская (5); 6 – границы зон и подзон; 7 – зоны поперечных дислокаций; 8 – контур района работ (Верхнеуральский участок); 9 – крупные города.

Fig. 1. Location and lithotectonic zonation of the northern part of the East Magnitogorsk paleoisland arc.

1 – Magnitogorsk paleoisland arc system: 1 – West Magnitogorsk Zone; 2 – East Magnitogorsk Zone (lithotectonic subzones: Г – Gumbeyka, УА – Uchay-Alexandrinka, М – Magnitogorsk, К – Kizil); 3 – adjacent megazones: Central Uralian (I), East Uralian (II); 4, 5 – largest suture zones: Main Uralian (4), Uy-Katsbakh (5); 6 – boundaries of zones; 7 – zones of transverse dislocations; 8 – contour of the working Verkhneural'sk area; 9 – large cities.

родский, 1992; Бочкарев, Сурин, 1993; Салихов, Митрофанов, 1994; Сурин, Мосейчук, 1997; Соловьев, 2014; Плотинская, 2023). Несмотря на неплохую изученность комплекса, геодинамическая обстановка его формирования для многих геологов остается не вполне ясной. В литературе взгляды на его природу сильно варьируют, имеются указания на островодужную (Сурин, 1989; Сурин, Мосейчук, 1997), эпизвогеосинклиналиную (Грабежев, Белгородский, 1992), типично орогенную (Салихов, Митрофанов, 1994) и окраинно-континентальную (Соловьев, 2014) обстановки его формирования, а в последние годы появились представления о принадлежности характеризующих ниже магматических образований к «...переходной геодинамической обстановке (от островодужной к окраинно-континентальной, усложненной трансформным рифтогенезом дви-

жения литосферных плит)» (Салихов и др., 2019, с. 33) или к обстановке «аккреции и коллизии дуга-континент» (Плотинская, 2023). По мнению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева (1998), верхнеуральский интрузивный комплекс локализован в «барьерной зоне зрелой островной дуги», а Г.Б. Ферштатер, ранее считавший, что этот комплекс образовался в «эпоху стабилизации» или «эпоху относительного тектонического покоя» (Бородина и др., 1984, с. 201), позднее пришел к выводу о том, что «В конце позднего девона восточная часть Магнитогорской островодужной системы превращается в активную континентальную окраину андского типа» (Ферштатер, 2013).

Так или иначе, но, по нашему мнению, изучение состава и выявление механизма петрогенезиса, а также реконструкция геодинамической обста-

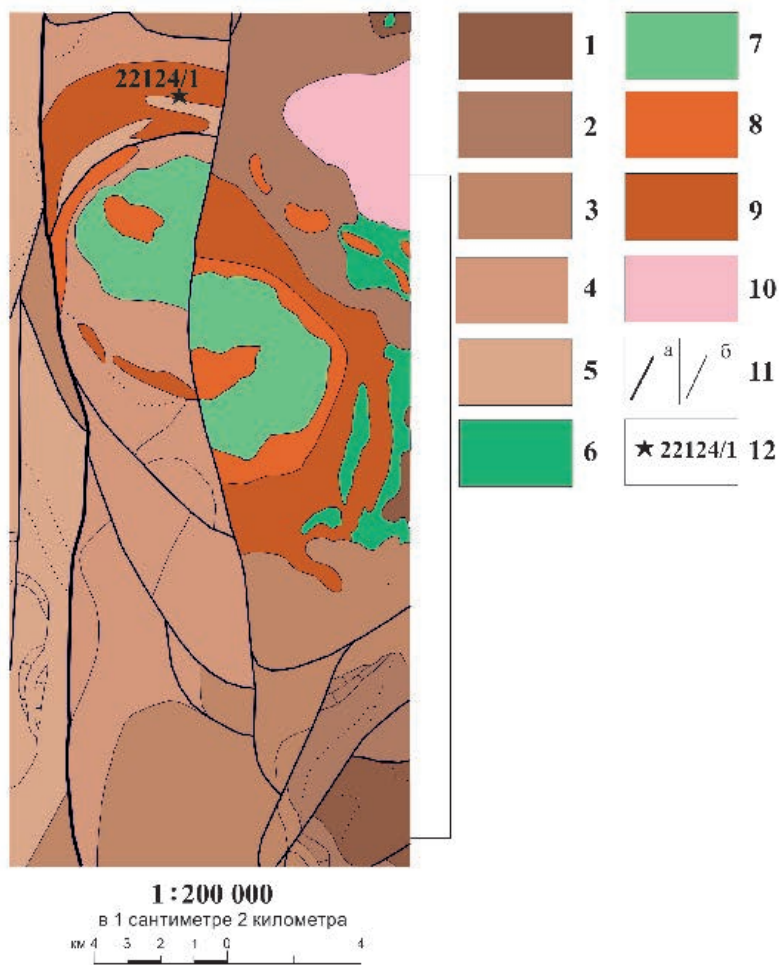


Рис. 2. Геологическая карта Верхнеуральского участка, по (Мосейчук и др., 2017), с упрощениями и изменениями.

1 – базальты и риодациты александринской свиты, средний девон (D2al); 2 – базальты, андезибазальты, андезиты, туфопесчаники и известняки урлядинской толщи, средний девон (D2ur); 3 – базальты и их туфы, аблязовская толща, поздний девон (D3ab); 4 – трахибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, песчаники, конгломераты, известняки верхнеуральской толщи, поздний девон (D3vu); 5 – трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты, их туфы, тэфроиды, туффиты, туфопесчаники, известняки, известняковые конгломераты объединенных новоивановской (D3nv) и шумилинской (D3-C1sm) свит, поздний девон – ранний карбон; 6 – габброиды погорельского комплекса, поздний девон, фран (D3p); 7–9 – интрузивные породы верхнеуральского комплекса, поздний девон, фамен (D3v): 7 – субщелочные диориты, монзониты, субщелочные оливиновые и лейкократовые габбро первой фазы, 8 – кварцевые монцодиориты второй фазы, 9 – сиениты, кварцевые сиениты, кварцевые сиенит-порфиры третьей фазы; 10 – гранитоиды северо-касельского комплекса, ранний карбон (C1k); 11 – разломы: главные (а), второстепенные (б); 12 – место отбора пробы для датирования цирконов. Геологические границы показаны тонкими линиями.

Fig. 2. Geological map of the Verkhneuralsk area, modified after (Moseychuk et al., 2017).

1 – basalt and rhyodacite of the Aleksandrinka Formation, Middle Devonian (D2al); 2 – basalt, basaltic andesite, andesite, tuff sandstone and limestone of the Urlyady Sequence, Middle Devonian (D2ur); 3 – basalt and their tuff, Ablyazovo Sequence, Late Devonian (D3ab); 4 – trachybasalt, trachyandesite, trachydacite, trachyryolite, their tuff, tuff conglomerate, tuff sandstone, sandstone, conglomerate and limestone of the Verkhneuralsk Sequence, Late Devonian (D3vu); 5 – trachybasalt, trachybasaltic andesite, trachyandesite, trachydacite, trachyriolite, their tuff, tephroids, tuffite, tuff sandstone, limestone, and calcareous conglomerates of the combined Novoivanovka (D3nv) and Shumilino (D3-C1sm) formations, Late Devonian – Early Carboniferous; 6 – gabbroids of the Pogorelsky complex, Late Devonian, Frasnian (D3p); 7–9 – intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex, Late Devonian, Famennian (D3v): 7 – subalkali diorite, monzonite, subalkali olivine and leucocratic gabbro of the first phase, 8 – quartz monzodiorite of the second phase; 9 – syenite, quartz syenite, porphyry quartz syenite of the third phase; 10 – granitoids of the North Kasselsky complex, Early Carboniferous (C1k); 11 – faults: major (a) and minor (b); 12 – sampling site for zircon dating. The geological boundaries are shown by thin lines.

новки формирования магматитов верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации важны для анализа магматической эволюции региона и уточнения представлений о геодинамическом развитии всего Урала. Также охарактеризованы перспективы его рудоносности, в частности, предполагается его промышленная молибденоносность.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОРОД

U-Pb возраст циркона из кварцевых сиенитов третьей фазы верхнеуральского комплекса определен методом локального датирования на ионном масс-спектрометре SHRIMP II в Центре изотопных исследований Института им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург, Россия). Измерения выполнялись по стандартной методике (Williams, 1998). Проба-протоочка была отобрана в 2022 г. в северной части Верхнеуральского массива из порфиридных кварцевых сиенитов третьей фазы верхнеуральского комплекса (рис. 2) на вершине холма в 1.5 км от д. Сафроновское, в 2120 м по азимуту 86° от горы Веселая (координаты: 59°18'26.4" в.д., 53°53'16.3" с.ш.).

ВУЛКАНИТЫ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОЙ ТОЛЩИ

Верхнеуральская толща нами изучена в окрестностях г. Верхнеуральска на одноименном участке в опущенном тектоническом блоке в северном и юго-западном обрамлении Верхнеуральского массива в южной части Верхнеуральского рудного района (рис. 2). Толща сложена лавами и туфами трахибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов и трахириолитов с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, песчаников, конгломератов и известняков. Толща полого погружается на запад. Анализ ее разрезов показывает постепенное увеличение с севера на юг объема вулканитов и уменьшение терригенно-осадочных пород. Верхнеуральская толща залегает на отложениях позднефранской аблязовской толщи с локальными размывами без заметных несогласий. Мощность толщи не превышает 350 м. По комплексу макрофауны ее возраст определен как раннефаменский (Маслов, 1980). К сожалению, в существующей «Легенде Южно-Уральской серии листов...» Госгеолкарты-200 (Беккер и др., 1999) верхнеуральская толща как самостоятельное подразделение отсутствует, а входящие в ее состав образования объединены с вулканитами

шумилинской свиты, развитыми в Магнитогорской зоне (по принципу разновозрастности). Ниже будет показано, что вулканиты верхнеуральской толщи и шумилинской свиты заметно отличаются рядом петрогеохимических особенностей, что является следствием существенно различных геодинамических условий их образования.

Среди вулканитов верхнеуральской толщи преимущественным развитием пользуются трахиандезиты и трахидациты (рис. 3). Лавовые фации пород распространены ограничено, в большинстве разрезов преобладают туфы, среди которых наиболее распространены грубообломочные разновидности. Туфы, как правило, литокластические, реже витрокластические. Известны также игнимбриитовидные туфы. Коэффициент эксплозивности для верхнеуральской толщи в целом составляет ~80 %. Среди лавовых фаций отмечается обилие кластолав и лавобрекчий, слагающих как целые потоки, так и верхние части отдельных потоков. Среди трахибазальтов более распространены афировые и мелкопорфириновые разновидности, тогда как западнее, в Магнитогорской зоне, на этом же возрастном уровне (шумилинская свита) преимущественно развиты порфириновые трахибазальты с крупными (до 1.5 см) вкрапленниками плагиоклаза. Пироксен (авгит) в порфириновых выделениях либо отсутствует, либо образует мелкие (1–3 мм) кристаллы. Основная масса трахибазальтов гиалопилитовая с большим количеством мелких минералов. Из акцессорных минералов наиболее часто встречаются магнетит, лейкоксен и апатит. Первичные калиевые минералы в трахибазальтах не отмечены, но обычна калишпатизация плагиоклаза. Трахибазальты в верхней части разреза сменяются трахиандезитами, трахитами, трахидацитами и более редкими трахириолитами. В них хорошо различимы вкрапленники плагиоклаза (обычно зонального) и хлоритизированной, иногда опацизированной роговой обманки. В трахидацитах и трахириолитах в ассоциации с указанными минералами наблюдаются единичные вкрапленники кварца. Основная масса трахиандезитов имеет невадитовую, пилотакситовую структуры, трахидацитов и трахитов – трахитоидную, микролитовую, трахириолитов – фельзитовую. В кислых разновидностях иногда присутствуют мелкие изометричные выделения калиевого полевого шпата. В более основных породах калий входит в состав плагиоклаза и стекла (Бочкарев, Сурин, 1993).

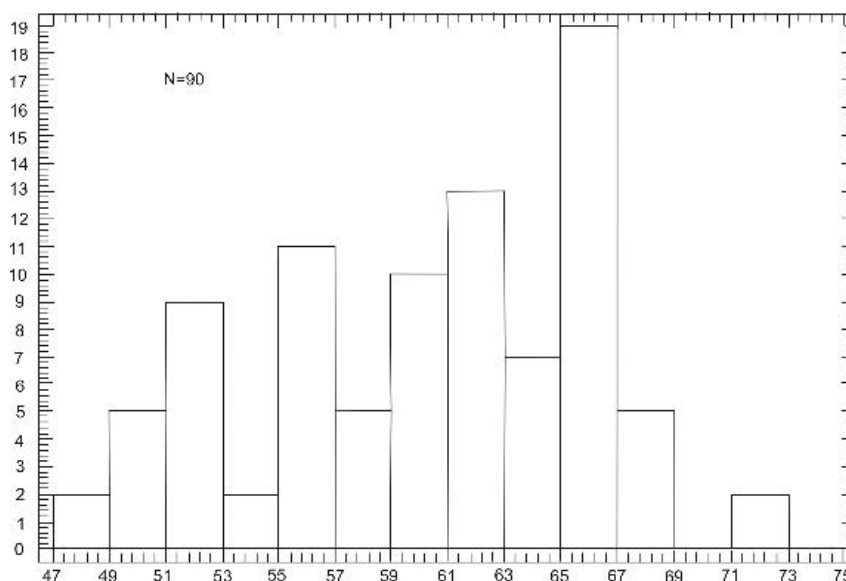


Рис. 3. Гистограмма распределения кремнезема в вулканитах верхнеуральской толщи.

N – количество определений.

Fig. 3. Histogram of SiO₂ distribution in volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence. N is the number of analyses.

Средние химические и нормативные составы пород верхнеуральской толщи приведены в табл. 1. По соотношению суммарной щелочности и кремнекислотности они соответствует субщелочным образованиям (рис. 4а). Общая щелочность пород толщи заметно возрастает с ростом их кислотности, при этом максимальной щелочностью отличаются трахидациты и редко встречающиеся трахиты. По классификации А. Пеккерилло и С. Тэйлора почти все они относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, в то время как трахидациты и трахиты соответствуют образованиям шошонитовой и щелочной серий соответственно (рис. 4б). По классификации Д. Маккензи и Б. Чэппела (рис. 4б) весь ряд пород толщи от основных к кислым соответствует ряду шошонит-латит-тосканит. Тип щелочности пород верхнеуральской толщи почти всегда калиево-натриевый, только трахиты отличаются преобладанием калия над натрием, причем общая щелочность пород возрастает в ряду за счет, главным образом, калия (рис. 4в, г).

На диаграмме AFM средние составы пород толщи образуют отчетливый удлиненный боуэновский тренд в сторону увеличения относительной щелочности (рис. 4д). Железо-магниевое отношение в ряду средних составов пород меняется слабо (табл. 1). Коэффициент фракционирования возрастает от 72 (в среднем) в трахибазальтах и трахиандезибазальтах до 80 в трахидацитах, уменьшаясь до 74 в кислых породах. Интересной особенностью

пород верхнеуральской толщи является слабая изменчивость степени окисленности железа в основных и средних породах, что может свидетельствовать в пользу относительного постоянства окислительного потенциала на ранних стадиях эволюции родоначального расплава (рис. 4е). В трахитах, трахидацитах и трахириолитах степень окисленности железа резко возрастает, что коррелирует с их высокой калиевостью и косвенно свидетельствует о значительном накоплении летучих (прежде всего, воды) на заключительной стадии дифференциации расплава в промежуточном очаге.

Вся серия пород характеризуется пониженной титанистостью, что вместе с другими петрохимическими особенностями пород свидетельствует об их принадлежности к типу нормальных островодужных шошонитовых серий в отличие от рифтогенных шошонитов, в том числе, развитых западнее в Магнитогорской подзоне и объединенных в шумилинскую свиту (Мосейчук и др., 2017) с повышенным содержанием TiO₂ (рис. 4ж, з). Этот тип шошонитов имеет субдукционную природу, он маркирует нормальную зональность зоны перехода океан-континент и связан с режимом общего сжатия в процессе развития субдукционной системы (Кеpezжинская и др., 1988).

Основные особенности нормативного состава вулканитов верхнеуральской толщи (табл. 1) сводятся к следующему. Трахибазальты являются нефелин-нормативными породами, что отличает

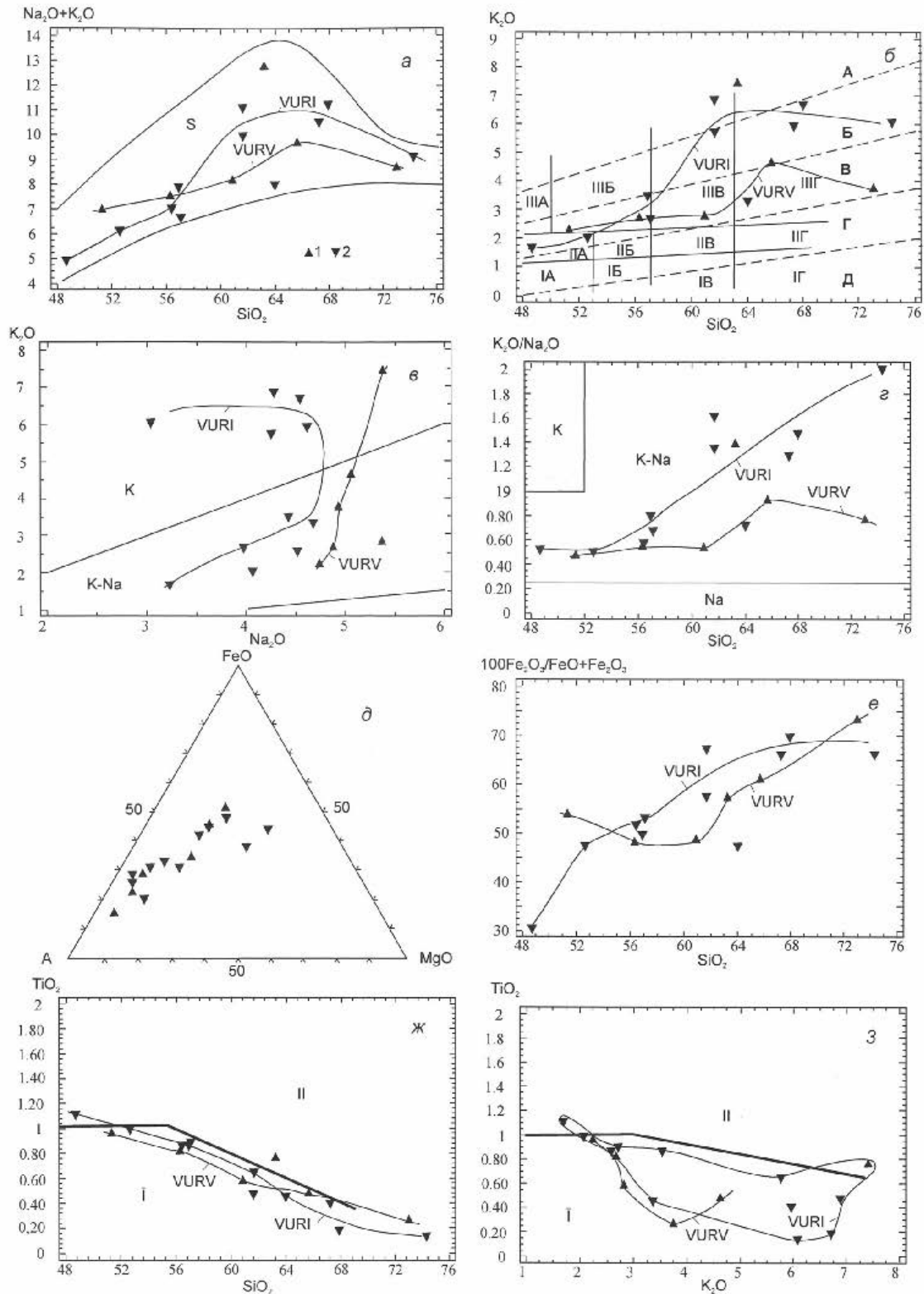


Рис. 4. Вариационные бинарные диаграммы для средних составов пород верхнеуральской вулкано-плутонической ассоциации.

1 – вулканы верхнеуральской толщи, 2 – интрузивные породы верхнеуральского комплекса. Номера треугольников соответствуют номерам в табл. 1.

Тренды эволюции или поля составов вулканитов верхнеуральской толщи (VURV), интрузивных пород верхнеуральского комплекса (VURI) и поля: а – субщелочных пород (S); б – ультракалиевых (А), высококалиевых (Б), нормальнокалиевых (В), низкокалиевых (Г) и бескалиевых (Д) серий, по (Peccherillo, Taylor, 1976) с упрощением; абсарокитов (ША), шошонитов (ШБ), латитов (ШВ), тосканитов (ШГ), высококалиевых базальтов (IIА), высококалиевых андезибазальтов (IIБ), высококалиевых андезитов (IIВ), высококалиевых дацитов (IIГ), базальтов (IA), андезибазальтов (IB), андезитов (IB) и дацитов (IG), по (Mackenzie, Chappel, 1972) с упрощением; в, г – калиевых (К), калиево-натриевых (К-Na) и натриевых (Na) пород; ж, з – низкотитанистых (I) и высокотитанистых («рифтогенных») (II) шошонитов, по (Кеpezжинскас и др., 1988).

Fig. 4. Binary diagrams for average rock compositions of the Verkhneuralsk volcanic-plutonic association.

1 – volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence; 2 – intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex. Numbers of triangles correspond to those in Table 1.

Trends of evolution or fields of compositions of volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence (VURV) and intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex (VURI) and fields: а – subalkaline rocks (S); б – ultra-K (A), high-K (B), normal-K (B), low-K (Г) and K-free (Д) series, simplified after (Peccherillo, Taylor, 1976); absarokite (ША), shoshonite (ШБ), latite (ШВ), toscanite (ШГ), high-K basalt (IIА), high-K basaltic andesite (IIБ), high-K andesite (IIВ), high-K dacite (IIГ), basalt (IA), basaltic andesite (IB), andesite (IB) and dacite (IG), simplified after (Mackenzie, Chappel, 1972); в, г – K, K-Na and Na rocks; ж, з – low-Ti (I) and high-Ti (“rift-related”) (II) shoshonite, after (Кеpezжинскас et al., 1988).

их от всех как предшествующих по времени магматических образований Восточно-Магнитогорского пояса, так и одновозрастных (шумилинская свита), но развитых западнее в Магнитогорской зоне (Бочкарев, Сурин, 1993). В них же выявлен нормативный магнезиальный оливин. Остальные разновидности пород являются кварц-нормативными. В кислых разновидностях пород, трахидацитах и трахириодацитах, присутствует нормативный корунд, что говорит об их пересыщенности глиноземом. Обращает на себя внимание высокая сумма нормативных полевых шпатов во всех разновидностях пород, что согласуется с их петрографическими особенностями. Нормативный цветовой индекс резко понижается по мере роста кремнеземистости пород. В трахитах и трахириодацитах присутствует нормативный гематит, что является следствием отмеченной выше высокой окисленности железа. Содержание нормативных аксессуарных минералов (магнетит, ильменит, апатит) постепенно понижается в ряду от основных пород к кислым.

Геохимическая характеристика вулканитов верхнеуральской толщи приведена в табл. 2. В целом по отношению к базальтам типа N-MORB породы значительно обогащены крупноионными литофильными элементами и характеризуются переменными, но умеренными содержаниями высокозарядных элементов при резко пониженных концентрациях сидерофильных элементов (рис. 5а). Характерной чертой всех графиков на рисунке 5а является четкий Nb минимум, что типично для всех магматических пород надсубдукционных геодинамических обстановок (Pearce, Norry, 1979; Brigue et al., 1984; Пирс и др., 1987; Ryerson, Watson, 1987;

Богатиков, Цветков, 1988; Ellam, Hawkesworth, 1988; Фролова и др., 1989; Гуцин, 1994). По мере роста содержаний кремнезема концентрации крупноионных литофильных элементов увеличиваются, а сидерофильных – уменьшаются. Титановый минимум в трахибазальтах почти не проявлен вследствие невысоких содержаний Zr и Y, но по мере роста кислотности пород он усугубляется. Форма графиков на спайдер-диаграмме аналогична таковой для островодужных шошонитов (Богатиков, Цветков, 1988; Цветков и др., 1993; Фролова, Бурикова, 1997). Основные геохимические особенности вулканитов верхнеуральской толщи наиболее соответствуют производным шошонитовых серий островных дуг (Pe-Piper, 1980; Цветков, 1984; Цветков и др., 1993; Цветков, Абрамов, 1986; Волюнец и др., 1986; Thompson, Fowler, 1986; Пискунов, 1987; Кеpezжинскас и др., 1988; Богатиков, Цветков, 1988; Фролова, Бурикова, 1997; Федоров, Дубик, 1990). Например, по сравнению с шошонитами окраинно-континентальных и внутриконтинентальных геодинамических обстановок в изученных породах резко понижены содержания Ba, Zr и Nb, в то время как их концентрации близки к средним содержаниям таковых в островодужных шошонитах и латитах (Антипин, 1989).

С увеличением содержаний кремнезема и уменьшением известковистости в породах заметно увеличивается содержание Sr (рис. 6а), что свидетельствует об ограниченной роли фракционирования пироксен-плагиоклазового парагенезиса на ранней стадии эволюции первичного расплава, но указывает на заметную роль кумуляции калишпатовообманковой ассоциации на заключительной

Таблица 1
Table 1
Средний химический и нормативный (CIPW) состав пород верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации
Average chemical and normative (CIPW) composition of rocks the Verkhneural'sk volcanic-plutonic association

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
n	16	13	29	2	28	2	5	16	17	5	25	9	5	18	11	3	2
SiO ₂	51.31	56.24	60.85	63.17	65.64	72.94	48.65	52.59	56.35	56.88	57.01	61.62	63.95	61.62	67.23	67.90	74.25
TiO ₂	0.96	0.82	0.58	0.76	0.48	0.26	1.12	0.99	0.87	0.87	0.90	0.65	0.46	0.48	0.41	0.19	0.14
Al ₂ O ₃	17.23	17.14	17.29	17.48	17.63	15.45	16.15	18.24	17.48	17.37	15.16	17.21	16.05	17.98	16.11	15.04	11.93
Fe ₂ O ₃	6.62	4.27	2.77	2.02	2.42	1.16	3.20	4.42	4.27	3.74	4.39	3.02	2.09	3.39	2.34	2.95	1.56
FeO	5.74	4.65	2.95	1.53	1.57	0.43	7.37	4.95	4.02	3.81	3.89	2.24	2.34	1.66	1.21	1.30	0.81
MnO	0.06	0.08	0.08	0.03	0.04	0.05	0.18	0.17	0.13	0.13	0.13	0.05	0.07	0.07	0.03	0.02	0.02
MgO	4.59	3.54	2.99	1.11	0.96	0.55	8.47	4.16	3.28	2.93	6.83	1.75	2.31	1.26	0.73	0.60	1.31
CaO	6.22	5.41	4.09	1.01	1.14	0.44	9.58	7.96	6.17	6.10	4.61	3.22	4.51	2.22	1.30	0.69	0.78
Na ₂ O	4.74	4.87	5.36	5.37	5.05	4.93	3.23	4.06	4.50	4.42	3.97	4.25	4.67	4.27	4.61	4.54	3.04
K ₂ O	2.22	2.65	2.81	7.40	4.62	3.74	1.68	2.05	2.58	3.51	2.68	5.75	3.34	6.87	5.95	6.69	6.07
P ₂ O ₅	0.30	0.34	0.23	0.12	0.15	0.06	0.38	0.41	0.37	0.22	0.43	0.25	0.21	0.16	0.09	0.07	0.08
Сумма	99.99	100.01	100.00	100.00	99.70	100.01	100.01	100.00	100.02	99.98	100.00	100.01	100.00	99.98	100.01	99.99	99.99
Q	–	1.75	6.15	0.67	15.06	28.36	–	–	3.82	2.20	4.74	6.54	12.40	4.39	14.06	14.60	30.45
C	–	–	–	–	2.61	2.64	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Or	13.12	15.66	16.61	43.73	27.30	22.10	9.93	12.12	15.25	20.74	15.84	33.98	19.74	40.60	35.16	39.54	35.87
Ab	39.17	41.21	45.36	45.44	42.73	41.72	22.39	34.36	38.08	37.40	33.59	35.96	39.52	36.13	39.01	38.42	25.72
An	19.18	17.08	14.82	1.74	4.68	1.79	24.60	25.49	19.87	17.19	15.63	10.90	12.97	9.60	5.69	0.90	0.98
Ne	0.51	–	–	–	–	–	2.68	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Di	7.78	6.08	3.18	1.94	–	–	16.49	9.11	6.66	9.35	3.50	2.72	6.44	0.29	0.13	1.61	1.84
Hу	–	9.69	8.25	1.87	2.56	1.37	–	8.65	7.64	5.52	17.64	3.72	4.61	3.01	1.76	0.75	2.41
OI	8.12	–	–	–	–	–	16.27	1.05	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mt	9.60	6.19	4.02	2.83	3.51	0.80	4.64	6.41	6.19	5.42	6.37	4.38	3.03	4.19	2.81	3.70	2.62
Hm	–	–	–	0.07	–	0.61	–	–	–	–	–	–	–	0.50	0.40	0.40	–
Ilm	1.82	1.56	1.10	1.44	0.91	0.49	2.13	1.88	1.65	1.65	1.71	1.23	0.87	0.91	0.78	0.36	0.27
Ap	0.70	0.79	0.53	0.28	0.35	0.14	0.88	0.95	0.86	0.51	1.00	0.58	0.49	0.37	0.21	0.16	0.19

Примечание. Минералы: Q – кварц, C – корунд, Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит, Ne – нефелин, Di – диопсид, Hy – гиперстен, OI – оливин, Mt – магнетит, Hm – гематит, Ilm – ильменит, Ap – апатит. Прочерк – минерал не рассчитывается. Здесь и в табл. 2: n – количество анализов; 1–6 – вулканы верхнеуральской толщи: 1 – трахибазальты; 2 – трахиандезиты; 3 – трахиандезиты; 4 – трахиты; 5 – трахиты; 6 – трахириодациты; 7–17 – интрузивные породы верхнеуральского комплекса: 7–10 – первая фаза; 7 – оливиновое субщелочное габбро, 8 – лейкократовое субщелочное габбро; 9 – субщелочные диориты; 10 – монцититы и порфиридные монцититы; 11–13 – вторая фаза: 11 – кварцевые монцититы; 12 – кварцевые монцититы; 13 – мелкозернистые кварцевые монцититы (дайки); 14–17 – третья фаза: 14 – сиениты, крупнопорфировые сиениты; 15 – кварцевые сиениты; 16 – микрограносиениты (дайки); 17 – микрограниты (дайки).

Note. Minerals: Q – quartz, C – corundum, Or – orthoclase, Ab – albite, An – anorthite, Ne – nepheline, Di – diopside, Hy – hypersthene, OI – olivine, Mt – magnetite, Hm – hematite, Ilm – ilmenite, Ap – apatite. Dash – the mineral is not calculated. Here and in Table 2: n – number of analyses; 1–6 – volcanic rocks of the Verkhneural'sk Sequence: 1 – trachybasalts; 2 – trachyandesites; 3 – trachyandesites; 4 – trachytes; 5 – trachytes; 6 – trachyriodacites; 7–17 – intrusive rocks of the Verkhneural'sk complex: 7–10 – first phase: 7 – olivine subalkali gabbro; 8 – leucocratic subalkali gabbro; 9 – olivine subalkali gabbro; 9 – monzonites, porphyritic monzonites; 11–13 – second phase: 11 – quartz monzonites; 12 – quartz monzonites; 13 – fine-grained quartz monzonites (dikes); 14–17 – third phase: 14 – syenites and coarse-porphyritic syenites; 15 – quartz syenites; 16 – microgranites (dikes); 17 – microgranites (dikes).

Таблица 2

Геохимическая характеристика пород верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации

Table 2

Geochemical characteristics of rocks of the Verkhneuralsk volcanic-plutonic association

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Cs	9.2	11.5	12.5	14.5	13.5	12.8	1.0	4.2	3.1	3.8	3.5	4.1	2.6	1.9	5.7	1.9	2.4
Ba	820	880	910	1100	980	1050	1100	800	800	850	1150	1200	1000	850	1100	400	–
Rb	75	58	95	155	115	110	52	99	97	86	97	105	86	126	75	270	154
Sr	750	830	905	780	820	950	600	660	733	550	438	410	720	601	692	151	268
Zr	65	86	110	150	145	152	116	173	173	159	134	163	235	167	165	270	214
Cr	34	28	35	24	18	11	280	18	14	15	15	19	22	31	25	–	–
V	110	165	172	110	95	78	210	240	285	280	135	165	85	80	130	25	–
Ni	18	12	24	17	12	5	135	53	34	60	21	33	18	12	41	12	–
Co	15	18	22	10	8	5	40	15	16	17	12	18	12	9	15	5	–
Y	25	27	24	38	44	50	15	14	23	21	24	28	–	11	16	22	–
Cu	42	51	30	77	90	–	174	93	85	56	18	22	37	30	16	–	–
Zn	65	74	82	110	100	–	24	35	29	39	46	34	57	56	72	–	–
Pb	8.5	5	6	7	<5	–	7	11	9	11	13	9	14	10	17	–	–
Ag	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	0.1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	<2	3	2	2	<2	–	–	–	–	–	–	–	–	2.5	–	–	–
Nf	3.8	–	6.8	9.4	6.7	–	3.3	5.5	5.5	5.1	5.8	5.2	6.3	6.7	3.8	17	8.9
Ta	–	–	–	–	–	–	–	0.6	0.7	–	1.1	0.9	0.7	0.4	0.7	1.1	0.9
Nb	3.7	4.5	4.0	4.5	7.2	–	9	12	13	11	10	13	8	7	11	13	–
Ga	12	8	13	11	9.8	–	–	–	–	–	–	–	–	12	–	–	–
Sc	28	21	18	10	6	–	38	19	22	20	11	17	9	7	21	6	2.3
Th	7	8	6	10	9	–	3.2	7.8	7.1	5.8	7.8	8.5	10	9	7.3	20	31.4
U	4	3	4	3	3	–	–	–	–	–	–	3	–	5	–	–	–
n	10	7	12	2	11	1	5	18	8	6	14	5	3	9	4	3	1

Примечание. Здесь и в табл. 3, прочерк – не определено.

Note. Here and in Table 3, dash – not determined.

стадии его дифференциации, что полностью соответствует петрографическим особенностям пород. Все члены серии на приведенной диаграмме попадают в поле производных латитовых магм, причем по соотношению Ca и Sr основные породы тяготеют к окончанию временного тренда «эволюции базитов в ходе развития эвгеосинклинали» (Ферштатер, 1987).

На диаграмме К. Конди, показывающей эмпирическую зависимость содержаний Rb и Sr в вулканитах от мощности земной коры (рис. 6б), вулканиты верхнеуральской толщи вместе с комагматическими интрузивными породами верхнеуральского комплекса образуют единое поле, причем уровень содержаний этих элементов позволяет заключить, что вулканиты формировались на коре значительной мощности, заметно превышающей 30 км. Концентрации этих элементов максимальны по сравнению с таковыми во всех других предшествующих по времени магматических комплексах Учалино-Александринской зоны (Бочкарев, Сурин, 1993). Содержание Rb в данных вулканитах прямо зависит от их калиевости и растет по мере увеличения кислотности пород (табл. 2). Интересно, что

содержание Rb во всей изученной серии пород обнаруживает нечеткую прямую корреляцию с содержанием Y (табл. 2), что свидетельствует о плагиоклазовом контроле на всех этапах дифференциации первичного расплава и ограниченной роли пироксенового фракционирования, т. к. концентрации Y буферизируются именно клинопироксеном (Кепежинская, 1990).

Величина отношения Ba/Nb в вулканитах верхнеуральской толщи колеблется в пределах 130–240, что соответствует типично островодужным значениям (Кепежинская, 1990) и свидетельствует о малой степени обогащенности материнского мантийного субстрата (рис. 6в). Этот вывод подтверждается также низкими значениями отношения Zr/Y во всех типах пород толщи, свидетельствующими о близости родоначального для вулканитов расплава к выплавкам из первичной мантии (рис. 6г). Обогащенность всех типов пород Sr относительно Zr (табл. 2) подтверждает их образование при значительной кумуляции полевых шпатов и незначительной роли пироксенового фракционирования, что также подтверждается и результатами петрографического изучения пород.

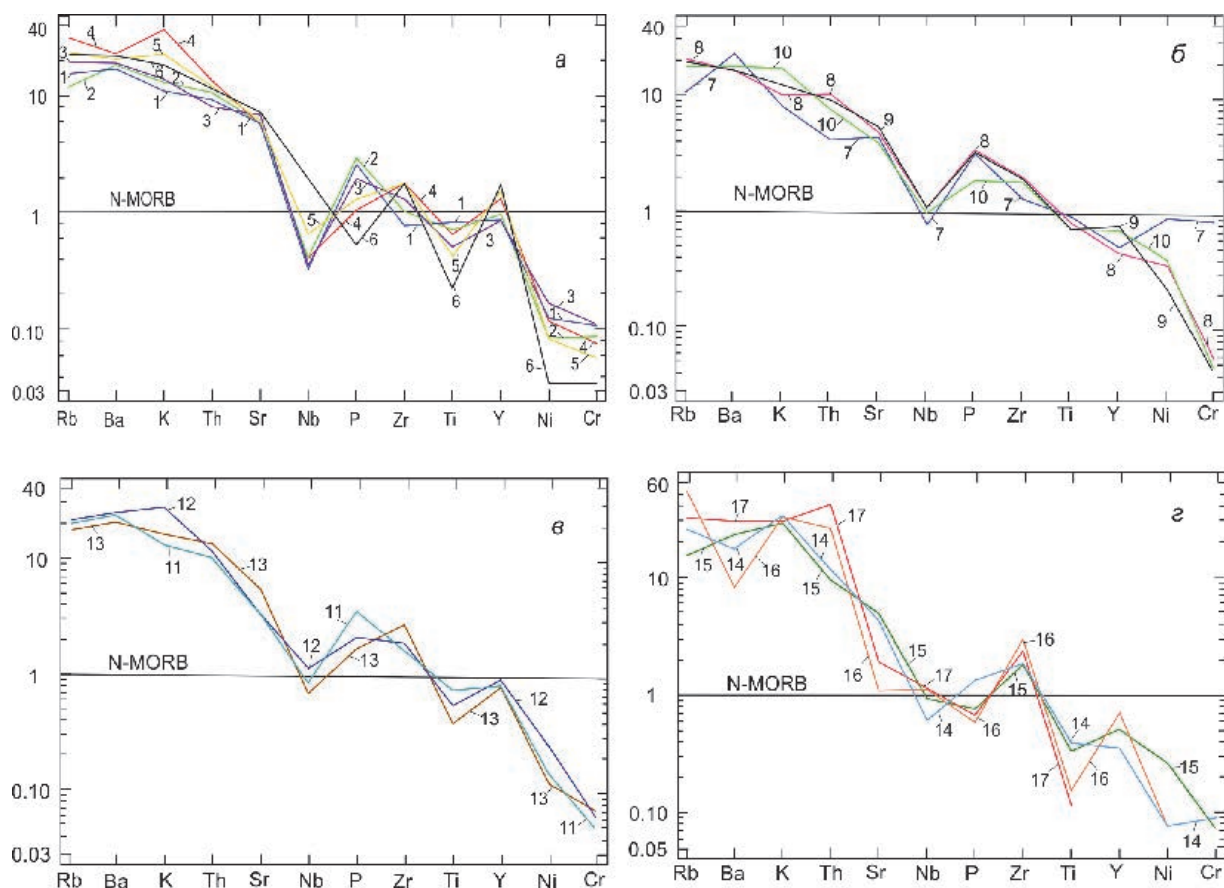


Рис. 5. Диаграмма средних содержаний малых и микроэлементов в магматитах верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации, нормированных по N-MORB (Wedepohl, 1981).

Цифры у графиков соответствуют номерам колонок в табл. 2; а – вулканиды верхнеуральской толщи; б, в, г – интрузивные породы верхнеуральского комплекса (1-й, 2-й и 3-й фаз соответственно).

Fig. 5. N-MORB normalized (Wedepohl, 1981) average content of trace elements of igneous rocks of the Verkhneural'sk volcanic-plutonic association.

Numbers of graphs correspond to the column numbers in Table 2; а – volcanic rocks of the Verkhneural'sk Sequence; б, в, г – intrusive rocks of the Verkhneural'sk complex (1st, 2nd and 3rd phases, respectively).

Содержания Ni и Cr в трахибазальтах близки таковым в среднем мировом шошоните (Jakeš, White, 1972), а также к содержаниям этих элементов в островодужных шошонитах и значительно ниже, чем в шошонитах окраинно-континентальных и внутриконтинентальных геодинамических обстановок (Антипин, 1989; Бочкарев, Язева, 2000). Величина отношения Cr/Ni слабо меняется в вулканидах толщи (рис. бд), что косвенно подтверждает незначительную роль пироксенового фракционирования в генезисе всей серии пород. Этот вывод подтверждается также тем, что величина отношения Cr/V практически не меняется по мере роста кремнеземистости пород (рис. бе), но заметно уменьшается от трахибазальтов к трахиандезиобазальтам. Это свидетельствует о фракционировании пироксена на ранней стадии эволюции трахибазальтового расплава.

Содержание РЗЭ в вулканидах верхнеуральской толщи приведено в табл. 3. Распределение РЗЭ в трахибазальтах, трахиандезитах и трахириодацитах показано на рис. 7а. Во всех типах вулканидов легкие РЗЭ резко преобладают над тяжелыми. По мере роста кремнеземистости пород содержание всех РЗЭ заметно увеличивается, но отношение La/Yb практически не изменяется, хотя возрастает отношение La/Sm, что свидетельствует о заметном фракционировании легких РЗЭ. В трахибазальтах отмечается отрицательная Eu аномалия, в трахиандезитах она практически не проявлена, а в трахириодацитах она положительна, что подтверждает вывод о преобладающем фракционировании полевых шпатов при образовании всей серии пород. Положительная Eu аномалия в трахириодацитах свидетельствует о заметной аккумуляции в них полевошпатовой составляющей.

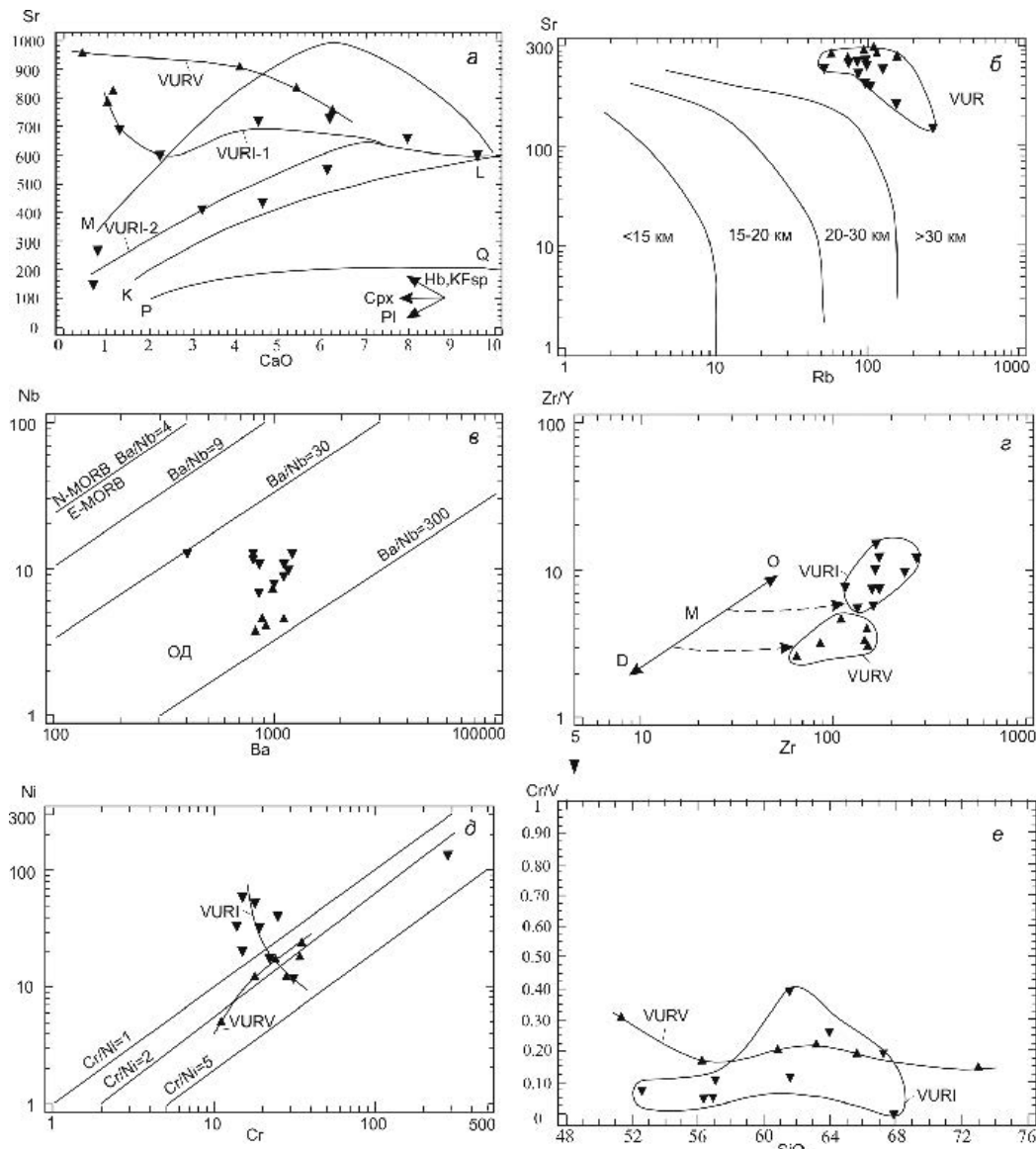


Рис. 6. Бинарные геохимические диаграммы для средних составов магматитов верхнеуральской ассоциации.

Показаны тренды эволюции или поля составов магматитов верхнеуральской ассоциации (VUR), вулканитов верхнеуральской толщи (VURV), интрузивных пород верхнеуральского комплекса (VURI, VURI-1, VURI-2). Поля: а – MLK – производных латитовых и щелочно-базальтовых магм, KLPQ – производных толеитовой континентальной и островодужной магм, стрелками показаны векторы эволюции базитовых расплавов при фракционировании основных породообразующих минералов: роговой обманки (Hb), калиевого полевого шпата (KFsp), клинопироксена (Cpx) и плагиоклаза (Pl), по (Ферштатер, 1987), с упрощением; б – вулканитов, сформированных на коре различной мощности (км) (Condie, 1973); в – магматитов островных дуг (ОД); г – стрелками показаны тренды обогащения (О) и истощения (D) мантийных источников (М), пунктирная стрелка – тренд частичного плавления мантийного источника (Pearce, Norry, 1979). Остальные обозначения см. рис. 4.

Fig. 6. Binary geochemical diagrams for average compositions of igneous rocks of the Verkhneuralsk association.

Evolutionary trends or compositional fields of igneous rocks of the Verkhneuralsk association (VUR), volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence (VURV), intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex (VURI, VURI-1, VURI-2). Fields: а – MLK – derivatives of latite and alkali-basaltic magmas, KLPQ – derivatives of tholeiitic continental and island arc magmas, the arrows show the evolution vectors of basic melts during fractionation of the main rock-forming minerals: hornblende (Hb), K-feldspar (KFsp), clinopyroxene (Cpx) and plagioclase (Pl), simplified after (Fershtater, 1987); б – volcanic rocks formed on the crust of different thickness (km) (Condie, 1973); в – igneous rocks of island arcs (ОД); г – arrows show the trends of enrichment (O) and depletion (D) of mantle sources (M), the dotted arrow shows the trend of partial melting of the mantle source (Pearce, Norry, 1979). For other symbols, see Fig. 4.

Таблица 3

Содержание РЗЭ в породах верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации

Table 3

REE content of rocks of the Verkhneursk volcanic-plutonic association

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ пробы	1/185	844	843	5328-2	5055	5083-3	3335/65.5
La	12.21	18.50	33.50	19.50	31.90	20.00	32.00
Ce	25.52	41.41	71.20	48.40	54.00	43.30	69.00
Pr	—	—	—	6.50	5.90	5.50	—
Nd	18.10	22.52	30.10	28.70	20.30	23.70	28.00
Am	3.72	4.91	6.10	6.40	1.80	5.10	5.90
Eu	0.72	1.14	2.14	2.00	1.00	1.10	2.10
Gd	—	—	—	4.20	2.40	3.30	—
Tb	0.34	0.37	0.79	0.70	0.30	0.35	0.72
Dy	—	—	—	4.40	1.70	1.60	—
Ho	0.40	0.36	0.33	0.90	0.40	0.34	—
Er	—	—	—	1.60	1.10	1.00	—
Tm	—	—	—	0.20	0.20	0.17	—
Yb	0.51	0.67	1.43	0.80	0.50	0.70	1.50
Lu	—	—	—	—	—	—	0.22
(La/Yb) _N	16.16	18.64	15.81	16.45	43.06	19.29	14.40
(La/Sm) _N	2.07	2.37	3.46	1.92	11.16	2.47	3.41

Примечание. 1–3 – вулканы верхнеуральской толщи: 1 – трахибазальт; 2 – трахиандезит; 3 – трахириодацит; 4–7 – интрузивные породы верхнеуральского комплекса: 4 – субщелочное лейкократовое габбро; 5, 6 – кварцевые монцодиориты; 7 – крупнопорфировый сиенит.

Note. 1–3 – volcanic rocks of the Verkhneursk Sequence: 1 – trachybasalt; 2 – trachyandesite; 3 – trachyriodacite; 4–7 – intrusive rocks of the Verkhneursk complex: 4 – subalkali leucocratic gabbro; 5, 6 – quartz monzodiorites; 7 – coarse-porphyrific syenite.

Уровень содержаний РЗЭ в вулканах верхнеуральской толщи соответствует таковому в производных шошонитовых серий островных дуг (Gill, 1970; MacKenzie, Chappel, 1972; Keller, 1974; Morrison, 1980; Pe-Piper, 1980; Цветков, Абрамова, 1986; Волюнец и др., 1986; Богатиков, Цветков, 1988; Кепежинскас и др., 1988; Фролова и др., 1989; Федоров, Дубик, 1990; Цветков и др., 1993), но заметно отличается от распределения РЗЭ в породах шошонитовых серий других геодинамических обстановок. Так, в шошонитах континентальных обстановок (связанных с горячими точками), как и в аналогичных породах межконтинентально-коллизийных обстановок, содержания всех РЗЭ на порядок выше, а в производных шошонитовых серий активных континентальных окраин они выше в 4–7 раз (Venturelli et al., 1984; Антипин, 1989; Богатиков и др., 1989; Васильев и др., 1998; Бочкарев, Язева, 2000).

Ранее было убедительно показано, что такие индикаторные отношения РЗЭ, как (La/Yb)_N и (La/Sm)_N позволяют не только идентифицировать типы магматических источников островодужных шошонитов (примитивная мантия, внутриплитный источник, метасоматически обогащенная мантия), но и установить факторы истощения, обогащения

или контаминации этих источников пелагическими осадками, а также разделять островодужные шошониты на субдукционный или рифтогенный типы (Кепежинскас и др., 1988). На рисунке 8 показаны геохимические метки перечисленных источников и тренды истощения, обогащения и контаминации пелагическими осадками внутриплитного источника. Фигуративные точки анализов вулканитов верхнеуральской толщи вместе с аналогичными точками комагматичных интрузивных пород верхнеуральского комплекса (см. ниже) образуют поле на продолжении тренда обогащения внутриплитного магматического источника. Источник первичных магм верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации уверенно идентифицируется как метасоматически обогащенная мантия (источник центрально-итальянского типа, Кепежинскас и др., 1988). Эти породы отличаются высокими отношениями РЗЭ (табл. 3), что характерно для низкотитанистых, т. е. собственно субдукционных шошонитов (Кепежинскас и др., 1988). Эти данные согласуются с выводами, полученными нами при изучении всех других петрогеохимических особенностей пород. К этому же типу по соотношениям РЗЭ относятся низкокалиевые шошонитовые лавы Римской провинции (Appleton, 1972), шошониты каледонид Шотландии

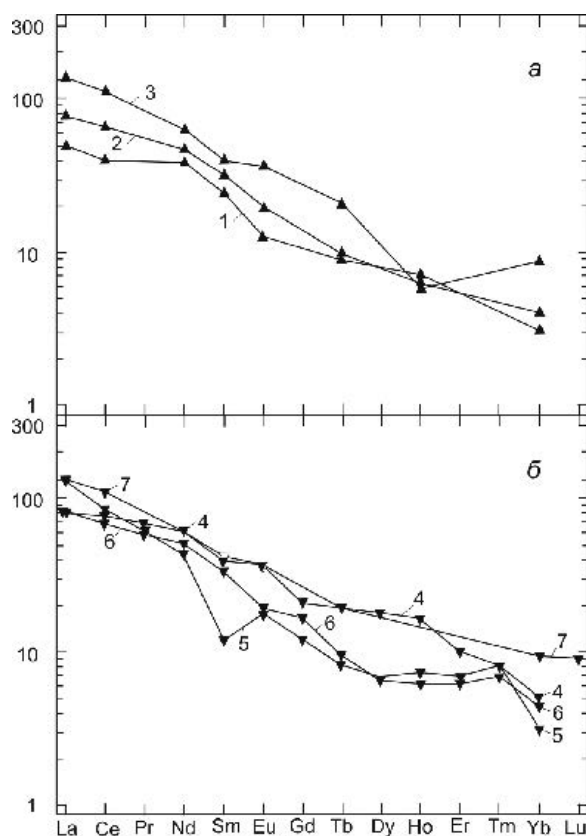


Рис. 7. Распределение РЗЭ, нормированное на хондрит (Evensen etc., 1978), в магматитах верхнеуральской ассоциации: а – вулканиды верхнеуральской толщи; б – интрузивные породы верхнеуральского комплекса.

Цифры у графиков соответствуют номерам анализов в табл. 3.

Fig. 7. REE patterns normalized top chondrite (Evensen etc., 1978) in igneous rocks of the Verkhneuralsk association: а – volcanic rocks of the Verkhneuralsk Sequence, б – intrusive rocks of the Verkhneuralsk complex.

The figures in plots correspond to numbers of analysis in Table 3.

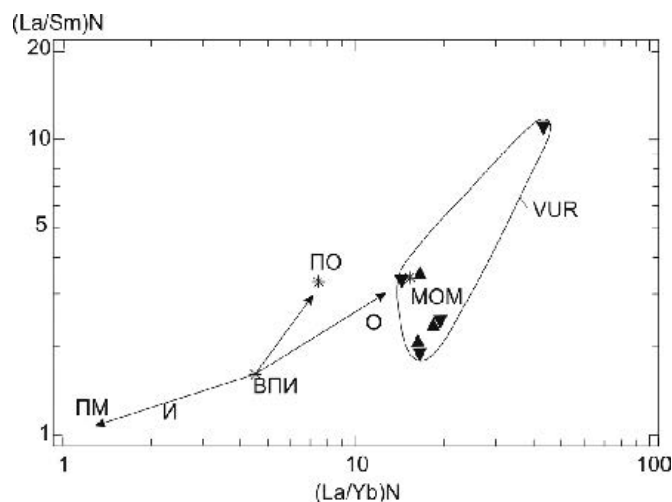


Рис. 8. Диаграмма $(La/Yb)_N$ – $(La/Sm)_N$ для пород верхнеуральской ассоциации (VUR).

Показаны отношения РЗЭ для примитивной мантии (ПМ), внутриплитного источника (ВПИ) и пелагических осадков (ПО), а также тренды истощения (И), контаминации (К) и обогащения (О) внутриплитного источника, рассчитанные по данным (Кеpezжинскас и др., 1988). Остальные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 8. $(La/Yb)_N$ – $(La/Sm)_N$ diagram for rocks of the Verkhneuralsk association (VUR).

Diagrams also shows the REE ratios for primitive mantle (ПМ), intraplate source (ВПИ) and pelagic sediments (ПО), as well as trends of depletion (И), contamination (И) and enrichment (О) of the intraplate source calculated from data (Кеpezжинскас et al., 1988). For other symbols, see Fig. 4.

(Thompson, Fowler, 1986), шошониты Анд (Перу, Чили, Аргентина) (Dostal et al., 1977; Kontak et al., 1986), шошониты Эоловой островной дуги (Keller, 1974), меловые шошониты центральной Камчатки (Флеров, Колосков, 1976; Федоров, Дубик, 1990), некоторые палеогеновые шошониты Северной Камчатки (Кепежинская и др., 1988), а также шошониты вулкана Тамбора Сундской островной дуги (Foden, 1986). Все перечисленные образования также относятся к низкотитанистому, т. е. собственно субдукционному типу шошонитов. Важно подчеркнуть, что все они без исключения локализованы в тыловых зонах островных дуг или окраинно-континентальных вулcano-плутонических поясов.

Петрогеохимические особенности пород верхнеуральской толщи свидетельствуют о зарождении первичных для них расплавов в условиях неистощенной (т. е. лерцолитовой) мантии. Распределение РЗЭ в них позволяет уверенно предполагать некоторое метасоматическое обогащение источника непосредственно перед плавлением. Вещественным выражением этого обогащения, скорее всего, являлась флогопитизация мантийного клина (Ryabchikov, Voettcher, 1980; Эдгар, Арима, 1984) над зоной субдукции. Как установлено И. Куширо (1984) для первичного состава нефелин-нормативного базальта, оливин, ортопироксен и клинопироксен присутствуют на ликвидусе (когда жидкость равновесна с лерцолитами) примерно при 18 кбар в сухих условиях и примерно при 23 кбар при наличии 3 % воды. Исходя из этого, мы предполагаем глубину зарождения первичной магмы, в результате эволюции которой сформировались породы верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации, порядка 75–85 км (Бочкарев, Сурин, 1993).

Дальнейшая эволюция расплава при подъеме к поверхности и охлаждении следовала классической боуэновской схеме. Оливин, пироксены и основной плагиоклаз фракционировали на ранней стадии его эволюции, в дальнейшем эта ассоциация сменилась роговообманково-плагиоклазовым парагенезисом, а на заключительной стадии, наряду с фракционированием роговой обманки и кислого плагиоклаза, принимали участие также калиевый полевой шпат и кварц. Очевидно, что по мере дифференциации в остаточном расплаве накапливалось значительное количество летучих и, прежде всего, воды. Об этом свидетельствует как высокоэксплозивный тип извержений, так и обилие кластолав и лавобрекчий, преимущественно обильно-миндалекаменные текстуры трахибазальтов, повсеместное

присутствие роговой обманки в средних и кислых вулканитах и т. д. Средний состав трахибазальтов верхнеуральской толщи на диаграмме плавкости системы ОI-Срх-РI близок к составу оливин-плагиоклазовой котектики при водном давлении 3 кбар, а средний состав трахиандезибазальтов и трахиандезитов располагается в плагиоклазовом поле. Вместе они образуют отчетливый тренд в сторону увеличения водного давления (рис. 9), что, вероятно, также свидетельствует о накоплении газовой фазы и существенном увеличении внутреннего давления в периферических магматических очагах по мере кристаллизационной дифференциации расплавов, чем и объясняются отмеченные выше особенности пород.

Таким образом, вулканиты верхнеуральской толщи относятся к низкотитанистой островодужной шошонитовой серии. Подобные образования являются надсубдукционными, причем локализованы они всегда в тыловых зонах островных дуг.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Петротипом комплекса является Верхнеуральский массив, детально изученный в конце прошлого века (Бородина и др., 1984; Сурин, 1997; Салихов, Митрофанов, 1994; Сурин, Мосейчук, 1997). Мы также относим к этому комплексу аналогичные породы, слагающие ряд тел в Амамбайском и Сахаринском массивах, а также за их пределами на юге Гумбейской подзоны (Мосейчук и др., 2017). Их объединение в единый комплекс основано на петрографическом и петрогеохимическом сходстве, их геологической одновозрастности и вероятной комагматичности с фаменскими вулканитами шошонитовой петрогеохимической серии. Массивы комплекса локализованы среди девонских образований. Они прорывают более древние породы нижнедевонской офиолитовой ассоциации, среднедевонские и среднедевонско-позднедевонские образования гумбейской и урлядинской вулcano-плутонических ассоциаций, позднефранские образования аблязовской вулcano-плутонической ассоциации. Верхнеуральский массив в прикровельной части прорывает комагматичные образования верхнеуральской толщи.

Интрузивные породы комплекса образуют сложно построенный концентрически-зональный Верхнеуральский массив, имеющий в плане эллипсоидную форму (рис. 2). Субмеридиональным Са-

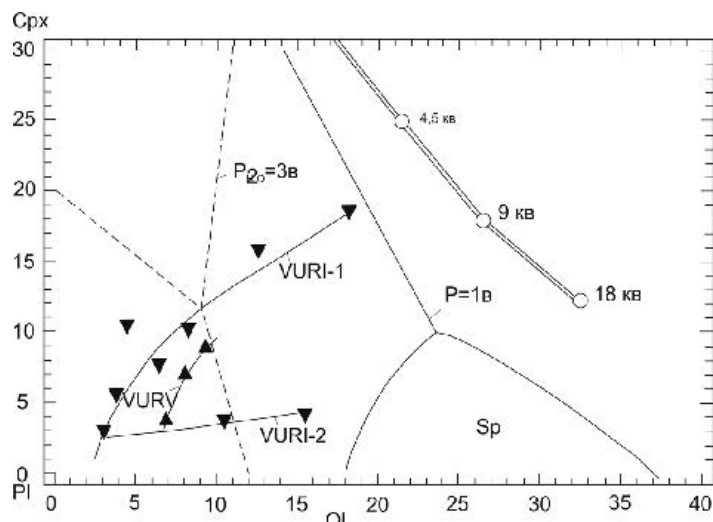


Рис. 9. Положение средних нормативных составов магматитов верхнеуральской ассоциации на диаграмме плаво-ксти системы плагиоклаз–клинопироксен–оливин (Фролова и др., 1989).

Обозначения см. рис. 6.

Fig. 9. Position of average normative compositions of igneous rocks of the Verkhneuralsk association on diagram of melting of the plagioclase–clinopyroxene–olivine system (Frolova et al., 1989).

For symbols, see fig. 6.

бановским взбросо-сдвигом массив разделен на два блока: западный и восточный. В результате перемещений по этому разлому восточный блок сдвинут в южном направлении на 2 км и приподнят на 0.5 км. Массив представляет собой тело конической формы (лакколит) с крутыми контактами. К центральной части массива приурочено Верхнеуральское медно-молибден-порфировое рудопроявление (Сурин, 1991; Грабежев, Белгородский, 1992; Салихов и др., 1994). Подробная геологическая характеристика Верхнеуральского массива приведена в работах (Салихов, Митрофанов, 1994; Мосейчук и др., 2017). По нашим данным, в его строении принимают участие образования трех последовательных фаз внедрения (Бочкарев, Сурин, 1993; Сурин, Мосейчук, 1997). Породы всех фаз Верхнеуральского массива пересекаются редкими раннекаменноугольными дайками высокотитанистых микрогаббро и лампрофиров среднего и основного состава.

Первая фаза представлена субщелочными диоритами, постепенно переходящими в монцониты и субщелочные оливиновые и лейкократовые габбро, сопровождающиеся дайками субщелочных диабазов и субщелочных диоритовых порфиритов. Субщелочные лейкократовые габбро состоят из плагиоклаза (50–60 %), клинопироксена (роговой обманки) (20–40 %), биотита (5–10 %), ортоклаза (5–15 %), кварца (0–5 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, титанистым магнетитом, титанитом. Структура пород среднезернистая габ-

бровая, местами такситовая. Плагиоклаз обычно зонален, сосюритизирован в центре и частью по краям выделений, в ядре – лабрадор (An_{50-55}), в краевых частях – олигоклаз (An_{23-25}). Клинопироксен представлен авгитом, по которому нередко развивается вторичный бесцветный диопсид (Салихов, Митрофанов, 1994). Оба минерала сохраняются в виде реликтов короткостолбчатых кристаллов, почти полностью замещенных роговой обманкой. Биотит красно-бурый, образует чешуйки с включениями других минералов, замещается хлоритом, эпидотом и лейкоксеном. Калиевый полевой шпат – промежуточный ортоклаз-микропертит, распределен в породе неравномерно. Вторичная светло-зеленая роговая обманка замещает клинопироксен, ее железистость (F) составляет 25–42 %.

Субщелочные оливиновые габбро отличаются от лейкократовых отсутствием кварца и наличием оливина (2–5 %), образующего изометричные зерна с неровными границами размером до 3 мм. Он по составу отвечает Fa_{35} и замещается псевдоморфозами боулингита с магнетитом. Плагиоклаз более основной, в ядре – лабрадор (An_{55-60}), в краевых частях кристаллов – андезин (An_{40-46}). Клинопироксен представлен авгитом состава $Di_{44}En_{34}Fs_{22}$. Биотит низкожелезистый (F ~34 %).

Субщелочные диориты и монцониты отличаются от субщелочных габбро большим содержанием плагиоклаза, ортоклаз-микропертита, биотита и меньшим – авгита. Последний имеет состав

$Di_{42}En_{32-35}Fs_{22-25}$, также замещается роговой обманкой. Калиевый полевой шпат – ортоклаз–пертит состава $Or_{66-69}Ab_{31-34}$. Содержание кварца варьирует в пределах 5–15 %, поэтому некоторые разновидности пород близки к кварцевым монцонитам и монцодиоритам. По периферии Верхнеуральского медно-молибден-порфириового рудопроявления породы первой фазы подвержены интенсивной пропилитизации с образованием вторичных актинолита, эпидота, хлорита, альбита, серицита, карбоната и пирита (Грабежев, Белгородский, 1992; Салихов и др., 1994).

Кварцевые монцодиориты второй (рудоносной) фазы – это среднезернистые породы с крупными порфириовидными выделениями плагиоклаза. В отличие от пород первой фазы они часто подвергнуты щелочному метасоматозу, альбитизированы, калишпатизированы, а также серицитизированы и окварцованы. Породы состоят из плагиоклаза (40–50 %), пироксена (роговой обманки) (10–15 %), биотита (хлорита) (5–10 %), калиевого полевого шпата (20–40 %) и кварца (5–15 %). Структура порфириовидная гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. В богатых кварцем разновидностях участками наблюдается микропегматитовая структура. Плагиоклаз зонален: в ядрах – до андезина (An_{48}), в промежуточных зонах – более кислый (An_{31-37}), в краевых частях кристаллов соответствует олигоклазу (An_{20-25}). Клинопироксен представлен короткостолбчатыми выделениями авгита, чаще всего, замещенными светло-зеленой роговой обманкой (F ~34–38 %). Биотит коричнево-бурый, реже зеленый, иногда замещает роговую обманку и часто замещается хлоритом. Калиевый полевой шпат – ортоклаз–пертит с ленточными вростками альбита, нередко по периферии замещает плагиоклаз. Характерно замещение ортоклаз–пертита альбитом с образованием пятнистых антипертитов. Акцессорные минералы представлены магнетитом, титанитом, апатитом, цирконом и алланитом. Наиболее широко развиты замещение плагиоклаза ортоклаз–пертитом (калишпатизация) и ортоклаз–пертита альбитом (альбитизация), плагиоклаза эпидотом и роговой обманки и биотита хлоритом.

Третья фаза верхнеуральского комплекса представлена сиенитами, кварцевыми сиенитами и прорывающими их дайками кварцевых сиенит–порфириов. Они образуют внешнюю кольцевую интрузию Верхнеуральского массива. Сиениты представляют собой средне-крупнозернистые, на отдельных участках крупнопорфириовидные породы с дирек-

тивным расположением толстотаблитчатых порфириовидных выделений калиевого полевого шпата. Минеральный состав: калиевый полевой шпат (40–60 %), плагиоклаз (20–30 %), клинопироксен (роговая обманка) (10–15 %), биотит (хлорит) (2–8 %), кварц (3–10%). Структура гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Плагиоклаз обычно зонален, в ядре – андезин (An_{31-40}), в краевой части – олигоклаз (An_{15-27}), изредка обрастающий альбитовыми каймами. Центральные части зерен соссюритизированы. Клинопироксен сохраняется редко, обычно замещен светло-зеленой роговой обманкой (F 25–30 %). Биотит коричнево-бурый, железистый (F 47–57 %), замещается агрегатом хлорита и лейкоксена. Порфириовидные выделения размером до 2–3 см в длину представлены светло-серым промежуточным ортоклаз–пертитом состава $Or_{62-70}Ab_{30-38}$ с простыми двойниками по бавенскому и карлсбадскому законам. Калиевый полевой шпат в основной массе также представлен ортоклаз–пертитом. Кварц отмечается в небольших количествах в сростках с калиевым полевым шпатом, образуя микропегматит. Акцессорные минералы: магнетит, титанистый магнетит, апатит, титанит, циркон, алланит. Титанистый магнетит расположен внутри зерен пироксена и биотита. По магнетиту и титанистому магнетиту развивается гематит. Изредка встречаются сульфиды: пирит, халькопирит, замещаемые по краям халькозином и ковеллином. В некоторых зернах калиевого полевого шпата присутствует тонкопластинчатый пирротин. Наиболее характерные вторичные изменения – калишпатизация плагиоклаза и альбитизация калиевого полевого шпата. В сиенитах отмечаются мелкие кольцевые и радиальные дайки кварцевых сиенитов, отличающихся микрозернистостью и большим содержанием микропегматита, вплоть до тонких жилок, сложенных исключительно микропегматитом и по составу приближающимся к гранитам.

Таким образом, в Верхнеуральском массиве выделяются две ветви глубинной дифференциации: от субщелочных габбро и монцонитов первой фазы до кварцевых монцодиоритов второй фазы, а также вторая ветвь – от этих же, наиболее близких по составу к исходным магмам, пород первой фазы до сиенитов и кварцевых сиенитов заключительной третьей фазы.

Средние химические и нормативные составы интрузивных пород верхнеуральского комплекса приведены в табл. 1. Сразу же отметим, что главные петрохимические особенности пород верхне-

Таблица 4
Table 4

Результаты U-Pb датирования цирконов из кварцевого сиенита (проба 22124/1)

Results of U-Pb dating of zircon from quartz syenite (sample 22124/1)

Точка	²⁰⁶ Pb _с %	U г/г	Th г/г	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb г/г	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(2) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Дискордантность, %	(1) ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Ошибка, %
							Возраст, млн лет	±%						
1.1	0.18	384	350	0.94	18.7	354.3 ± 3.5	354.4 ± 3.6	340 ± 51	-4	17.71	0.05332.2	0.4152.5	0.05651	0.414
10.1	0.09	702	727	1.07	34.4	357 ± 3.2	356.8 ± 3.3	378 ± 33	6	17.560.93	0.054161.5	0.42531.8	0.056940.93	0.529
2.1	0.40	331	320	1.00	16.2	354.8 ± 3.6	353.7 ± 3.6	456 ± 65	29	17.681	0.05612.9	0.4383.1	0.056581	0.337
3.1	0.19	165	108	0.68	8.4	369.2 ± 4.2	369.2 ± 4.3	372 ± 68	1	16.971.2	0.0543	0.4393.2	0.058941.2	0.362
4.1	0.08	440	390	0.92	21.7	360.1 ± 3.5	360.6 ± 3.6	317 ± 40	-12	17.411	0.052721.7	0.41762	0.057451	0.502
5.1	0.17	191	158	0.86	9.51	363.5 ± 4	364.2 ± 4.1	298 ± 64	-18	17.241.1	0.05232.8	0.4183	0.058011.1	0.374
6.1	0.03	1055	1092	1.07	51.7	357.4 ± 3.3	357.5 ± 3.3	342 ± 23	-4	17.540.94	0.053311	0.4191.4	0.0570.94	0.678
7.1	0.12	472	442	0.97	23.6	363.7 ± 3.4	363.4 ± 3.4	386 ± 41	6	17.230.96	0.054361.8	0.4352.1	0.058040.96	0.461
8.1	0.15	372	222	0.62	18.9	370.5 ± 3.5	371 ± 3.6	326 ± 50	-12	16.90.99	0.05292.2	0.4322.4	0.059160.99	0.411
9.1	0.09	318	275	0.89	15.8	362 ± 3.6	361.8 ± 3.6	387 ± 46	7	17.311	0.05442	0.43322.3	0.057771	0.444

уральского комплекса в принципе полностью аналогичны таковым для вулканитов верхнеуральской толщи.

Так, по соотношению суммарной щелочности и кремнекислотности они соответствуют субщелочным породам (рис. 4а), при этом общая щелочность пород заметно возрастает с ростом их кислотности, а максимальной щелочностью отличаются кварцевые монзониты и сиениты. По содержанию калия (классификация А. Пеккерилло и С. Тэйлора) породы первой фазы относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, в то время как образования второй и третьей фаз соответствуют образованиям шошонитовой и щелочной серий (рис. 4б). По классификации Д. Маккензи и Б. Чэппела (рис. 4б) весь ряд пород характеризуемого комплекса соответствует ряду шошунит-латит-тосканит. Тип щелочности пород верхнеуральского комплекса, также в большинстве случаев калиево-натриевый, только сиениты третьей фазы отличаются преобладанием К над Na, причем общая щелочность пород возрастает в характеризуемом ряду, главным образом, за счет К (рис. 4в, г). На диаграмме АФМ средние составы пород комплекса также образуют удлиненный боуэновский тренд в сторону увеличения относительной щелочности (рис. 4д), а Fe-Mg отношение сильно варьирует, максимальных значений оно достигает в кварцевых сиенитах и микрограносиенитах (табл. 1). Соответственно, коэффициент фракционирования также максимален в этих породах. Важной особенностью пород верхнеуральского комплекса является увеличение степени окисленности железа в породах по мере роста их кремнекислотности, что может свидетельствовать в пользу увеличения окислительного потенциала при эволюции родоначального расплава (рис. 4е). Это, как и в случае с верхнеуральской толщей, косвенно свидетельствует о значительном накоплении летучих компонентов по мере дифференциации расплава в промежуточном очаге. Вся серия пород также характеризуется пониженной титанистостью. В совокупности с другими петрохимическими особенностями пород это свидетельствует об их принадлежности к типу нормальных островодужных шошонитовых серий и подтверждает представления об их комагматичности с вулканитами верхнеуральской толщи (рис. 4ж, з).

Основные особенности нормативного состава интрузивных пород верхнеуральского комплекса (табл. 4) идентичны описанным выше для верхнеуральской толщи. Оливиновые субщелочные габ-

бро являются нефелин-нормативными, в них также выявлен нормативный магнезиальный оливин. Лейкократовые габбро являются насыщенными в отношении кремнезема. Остальные разновидности пород являются кварц-нормативными, в них также присутствует нормативный корунд, что говорит о пересыщении глиноземом. Также как и в коагматических вулканитах, обращает на себя внимание высокая сумма нормативных полевых шпатов во всех породах. Нормативный цветовой индекс резко понижается по мере роста кремнеземистости пород. В сиенитоидах и гранитоидах третьей фазы присутствует нормативный гематит, что является следствием высокой окисленности железа. Содержание нормативных акцессорных минералов (магнетита, ильменита, апатита) постепенно понижается в ряду от основных пород к кислым также, как в вулканитах.

Геохимическая характеристика пород верхнеуральского комплекса приведена в табл. 2. Общий спектр микроэлементного состава пород аналогичен таковому для вулканитов верхнеуральской толщи соответствующей кислотности. На всех графиках хорошо проявлен Nb минимум, что является общим геохимическим признаком всех магматических пород надсубдукционных геодинамических обстановок. По мере роста содержаний кремнезема концентрации крупноионных литофильных элементов увеличиваются, а сидерофильных – уменьшаются. Графики становятся «изрезанными», особенно, в области элементов с высокочarged ионами, что, по-видимому, объясняется заметной ролью фракционирования акцессорных минералов при образовании третьей фазы комплекса. Титановый минимум в габброидах слабо проявлен, но по мере роста кислотности пород он увеличивается также, как в коагматических вулканитах. В целом, форма графиков аналогична таковым для островодужных шошонитов.

Содержание Sr несколько повышается в габброидах первой фазы по мере роста их лейкократовости, что является следствием кумуляции плагиоклаза и кристаллизации пироксена (рис. 6а, тренд VURI-I). В породах второй фазы оно ниже, что также свидетельствует о фракционировании плагиоклаза (рис. 6а, тренд VURI-II). В поздних дайках содержание Sr резко понижено, а Rb – повышено, что говорит об аккумуляции калиевого полевого шпата при значительном отделении плагиоклазовой фазы от остаточного расплава (табл. 2). На диаграмме Rb–Sr породы верхнеуральского комплекса вместе с вулканитами верхнеуральской толщи образуют

единое поле в области пород, формировавшихся на коре значительной мощности, что подтверждает представления об их коагматичности (рис. 6б). Величина отношения Ba/Nb в породах верхнеуральского комплекса также, как и в вулканитах верхнеуральской толщи, колеблется в узких пределах, что, с одной стороны, соответствует типично островодужным значениям (Кебезинская, 1990), а с другой подтверждает вывод об их коагматичности (рис. 6в). Величина отношения Zr/Y во всех типах пород комплекса повышена по сравнению с аналогичными по кремнекислотности вулканитами верхнеуральской толщи (рис. 6г), что, по нашему мнению, является следствием значительной отсадки клинопироксена на ранней стадии эволюции первичного габброидного расплава, т. к. Y буферизуется именно клинопироксеном. Величина отношения Cr/Ni постепенно увеличивается с ростом содержаний кремнезема (рис. 6д), что, вероятно, результат фракционирования оливина при дифференциации габброидного расплава и существенно отличает интрузивные породы от коагматических вулканитов. Оливиновое габбро, кроме Ni, также существенно обогащено Cr, что обуславливает высокое отношение Cr/V (рис. 6е), но при кристаллизации пироксена из габброидного расплава в более поздних порциях расплава оно резко понижается.

Содержание РЗЭ в интрузивных породах верхнеуральского комплекса приведено в табл. 3. Распределение РЗЭ в субщелочном лейкократовом габбро, кварцевых монцодиоритах и сиенитах показано на рис. 7б. Все типы пород, также как и коагматические вулканиты, характеризуются резким преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми, при этом в спектрах пород отмечаются как положительные, так и отрицательные Eu аномалии, что отражает сложные процессы фракционирования полевых шпатов и пироксена в магматическом очаге. Уровень содержаний РЗЭ в интрузивных породах аналогичен таковому в коагматических вулканитах верхнеуральской толщи и соответствует распределению РЗЭ в породах шошонитовых серий островных дуг. На диаграмме соотношений нормированных по хондриту отношений La/Yb и La/Sm фигуративные точки анализов интрузивных пород верхнеуральского комплекса вместе с аналогичными точками коагматических вулканитов верхнеуральской толщи образуют единое поле на продолжении тренда обогащения внутриплитного магматического источника (рис. 8). Магматический источник первичных магм верхнеуральской вулcano-плуто-

нической ассоциации уверенно идентифицируется как метасоматически обогащенная мантия – источник центрально-итальянского типа (Кепежинскас и др., 1988). Эти породы отличаются высокими отношениями РЗЭ (табл. 3), что в характерно именно для низкотитанистых, собственно субдукционных шошонитов (Кепежинскас и др., 1988).

Таким образом, интрузивные породы верхнеуральского комплекса являются комагматами вулканитов верхнеуральской толщи. Это доказывает взаимоотношения интрузивных и фаунитически охарактеризованных пород, общностью их минерального и петрогеохимического составов, а также определением изотопного возраста пород Верхнеуральского массива (см. ниже).

Эволюция первичного расплава осуществлялась по классической боуэновской схеме, но с более сложной дифференциацией в случае интрузивных пород верхнеуральского комплекса, т. к. она происходила на разных гипсометрических уровнях. В результате на диаграмме плавкости системы O_1 – Sr_x – Pl наблюдается два тренда (рис. 9). Первый из них (VURI-1) отражает дифференциацию габброидной магмы в глубинном очаге, сопровождавшуюся аккумуляцией оливина в нижней части очага и, соответственно, плагиоклаза – в верхней. Средний состав лейкократового габбро на данной диаграмме, также как и в случае трахибазальтов верхнеуральской толщи, близок к составу оливин-плагиоклазовой котектики при водном давлении 3 кбар. Средний состав кварцевых монцодиоритов второй фазы на диаграмме располагается в оливиновом поле (в результате высокого количества нормативного гиперстена). Породы существенно обеднены клинопироксеном, что соответствует и другим петрогеохимическим особенностям этих пород, т. к. в их петрогенезисе существенную роль играла именно кристаллизация клинопироксена. В результате от среднего состава этих пород к сиенитам можно наметить другой тренд (VURI-2 на рис. 9) в низкоклинопироксеновой области диаграммы. Эти же тренды проявлены на диаграмме CaO – Sr (рис. 6а).

По минеральному составу породы Верхнеуральского массива являются типичными представителями шошонитовой серии (Сурин, 1997). По своим петрохимическим и минералогическим характеристикам они относятся к монцонитовому (субщелочному) подтипу кафемических интрузивных ассоциаций (Debon, Le Fort, 1983). Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов пород (клинопироксенов, биотитов, амфи-

болов, магнетитов и др.) и использование известных геотермобарометров позволили значительно конкретизировать представления об истории и механизме формирования Верхнеуральского массива (Сурин, 1997).

Подъем расплава к поверхности сопровождался образованием промежуточного очага на глубинах 20–30 км, в котором он претерпевал значительную дифференциацию, сопровождающуюся осаждением высокожелезистых минералов (оливина, клинопироксена, титанистого магнетита) и накоплением летучих компонентов при температуре 1000–1200 °С. Условия кристаллизации в очаге соответствовали титаномангнетитовой феррофации (Ферштатер, 1987). В дальнейшем, видимо, очаг разделился на два более мелких очага: в периферическом приповерхностном очаге, куда отделилась более легкоплавкая и флюидонасыщенная часть расплава, происходила дифференциация с фракционированием полевошпат-амфиболовой ассоциации минералов. Таким путем образовались расплавы, исходные для рудоносных магм второй фазы внедрения. Из более «сухих» магм в глубинных условиях в результате эволюции очага образовались сиенитоидные расплавы, внедрившиеся на поздней стадии формирования массива по концентрическому разлому, образуя внешнюю кольцевую интрузию. Подобный механизм образования в принципе типичен для шошонит-латитовых интрузий (Таусон, 1982). Окончательное формирование массива произошло в гипабиссальной обстановке в условиях, пограничных между магнетитовой и магнетитсодержащей феррофациями (Ферштатер, 1987) при давлении 1.5 кбар и температуре 700–750 °С. Очевидно, охлаждение массива сопровождалось остаточной дегазацией магматического очага, продолжающейся достаточно долго после затвердевания пород. Последнее подтверждается наличием реликтов кровли массива среди замещающих ее вторичных кварцитов.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Представления о возрасте верхнеуральского интрузивного комплекса до настоящего времени базировались на результатах Rb-Sr изохронного анализа, выполненных В.М. Горожаниным (Салихов, Митрофанов, 1994). Изохрона рассчитана по семи точкам, полученным в результате анализа практически всех наиболее распространенных разновид-

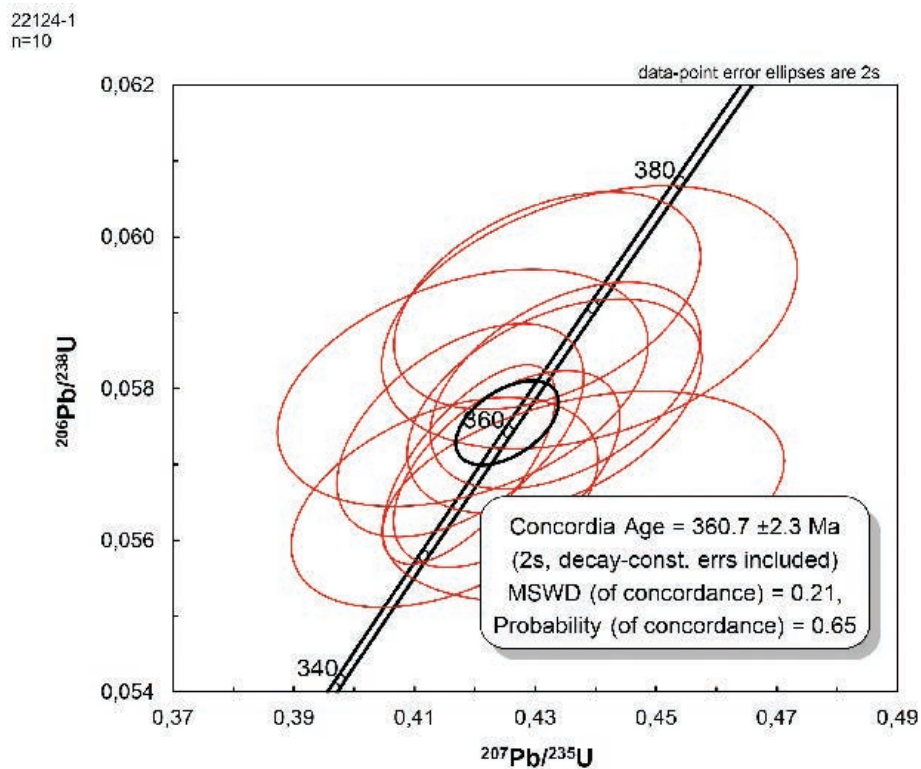


Рис. 10. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) датирования циркона из кварцевых сиенитов третьей фазы Верхнеуральского массива (проба 22124-1).

Эллипсы показывают изотопные отношения в индивидуальных кристаллах циркона, с учетом погрешности измерений; n – количество измерений.

Fig. 10. Results of U-Pb (SHRIMP-II) dating of zircon from quartz syenites of the third phase of the Verkhneursk pluton (sample 22124-1).

Ellipses show isotope ratios of individual zircon crystals taking into account the measurement error; n-is the number of measurements.

ностей пород Верхнеуральского массива (субщелочное оливиновое габбро, монцониты, кварцевые монцониты, крупнопорфировые сиениты и граносиениты). Полученное значение (362 ± 9 млн лет) отвечает фаменскому веку позднего девона и согласуется с другими геологическими данными, в том числе, с возрастом комагматичных вулканитов верхнеуральской толщи.

Нами изучены цирконы из порфировидных кварцевых сиенитов третьей фазы верхнеуральского комплекса. Структура породы порфировидная, текстура массивная. Порода сложена фенокристаллами плагиоклаза (до 5 мм) и корродированного калиевого полевого шпата, которые сцементированы мелкозернистым агрегатом плагиоклаза второй генерации, кварца и хлоритизированной роговой обманки. Структура основной массы – микроаллотриоморфнозернистая. В небольших количествах наблюдаются биотит и мусковит, а также мелкая обильная вкрапленность магнетита и единичные зерна рутила.

Выделенные цирконы – светло-розовые и прозрачные, желтые и полупрозрачные или мутные. Последние представляют собой обломки субидiomорфных длиннопризматических кристаллов, большинство с трещинами. Длина циркона варьирует от 214 до 550 мкм. В катодной люминесценции цирконы характеризуются умеренно-ярким и умеренным свечением и магматической зональностью или ее следами. По результатам U-Pb датирования для всех измеренных цирконов получен конкордантный возраст 360.7 ± 2.3 млн. лет (табл. 4, рис. 10). Содержания U в них составляют 165–1055 г/т, Th – 108–1092 г/т при незначительных вариациях Th/U отношения (0.62–1.07). Полученные данные подтверждают позднедевонский (фаменский) возраст верхнеуральского комплекса.

РУДОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕУРАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

По выполненным нами расчетам в 1990 г., запасы меди на Верхнеуральском рудопоявлении составляют 220 тыс. т. Расчет сделан для площади рудопоявления, равной 0.23 км² до глубины 300 м (вскрытый разрез) при среднем содержании меди 0.3 % (Штейнберг и др., 1990ф). Невысокие запасы, возможно, объясняются дегазацией магматического очага на промежуточной стадии дифференциации.

Во время поисковых работ (Купцов и др., 1983ф) была допущена ошибка, поскольку все пробы были пропущены через шнековые дробилки, что недопустимо для проб на молибден. Нами вручную были растерты две пробы из глубоких горизонтов рудопоявления, отобранных из серицит-кварцевых метасоматитов с видимыми молибденитовыми прожилками, химический анализ которых показал высокие (рудные) содержания Мо (0.10 и 0.12 %). Эти результаты согласуются с мнением о том, что основные перспективы рудопоявления связаны с молибденовой минерализацией, которая сосредоточена преимущественно на глубоких горизонтах рудного поля (Салихов и др., 1994). Действительно, молибден-медно-порфиновые месторождения с наибольшими концентрациями Мо обычно связаны именно с кварцевыми монзонитами и монзонит-порфирами (Кривцов, 1983). В пользу этого также свидетельствует повышенная концентрация F и CO₂ в амфиболах и накопление F в апатите из пород рудоносного штока в ряду от средних к кислым разновидностям (Грабежев, Белгородский, 1992), что может рассматриваться как прямое указание на их потенциальную рудоносность. По предварительной оценке, на основании выше приведенных параметров и при среднем содержании молибдена около 0.1 %, запасы Мо на рудопоявлении могут составлять около 70 тыс. т, что соответствует среднему по размерам месторождению, однако в отношении молибдена Верхнеуральское проявление до сих пор в должной мере не оценено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании минералогических, петрогеохимических и изотопно-геохимических данных установлено, что породы верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации имеют позднедевонский (фаменский) возраст и принадлежат островодужной шошонитовой серии, типичной для

развитой и зрелой стадий развития островных дуг. Продукты шошонитового магматизма приурочены к западной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги, что позволяет предположить, что западная часть указанной дуги является тыловой, а восточная – фронтальной. Это является аргументом в пользу развиваемой нами модели формирования этой островной дуги над зоной субдукции западного (в современных координатах) падения, а всей Магнитогорско-Мугоджарской островодужной системы – как двойной островной дуги над двумя последовательно возникшими друг за другом (в результате перескока) зонами субдукции противоположной вергентности. Это представление базируется, главным образом, на данных о миграции магматического фронта в Восточно-Магнитогорской дуге в западном направлении. Также показана возможная промышленная молибденоносность Верхнеуральского массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В.С. (1989) Геохимическая эволюция шошонит-латитового магматизма различных геодинамических обстановок / Кристаллическая кора в пространстве и времени: магматизм. М., Наука, 220–226.
- Беккер Ю.Р., Власов Н.Г., Львов Б.К., Михайлов Б.М., Москалева В.Н., Шкатова М.К. (1999ф) Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Санкт-Петербург, (альбом).
- Богатиков О.А., Цветков А.А. (1988) Магматическая эволюция островных дуг. М., Наука, 248 с.
- Богатиков О.А., Андреева Е.Д., Гирнис А.В. (1989) Однотипные магматические горные породы в истории Земли. М., Наука, 206 с.
- Бородина Н.С., Малахова Л.В., Рапопорт М.С., Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б. (1984) Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М., Наука, 264 с.
- Бочкарев В.В., Сурин Т.Н. (1993) Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. Екатеринбург, Наука, 80 с.
- Бочкарев В.В., Язева Р.Г. (2000) Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, УрО РАН, 256 с.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Лагута О.Н. (1998) Шошониты севера Сибирской платформы. *Доклады РАН*, 361(5), 657–661.
- Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Чувашова Л.А., Смирнова Е.В. (1986) Редкие земли в позднекайнозойских высококальциевых вулканических породах Камчатки / Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск, Наука, 149–165.

- Грабежев А.И., Белгородский Е.А. (1992) Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург, Наука, 200 с.
- Гущин А.В. (1994) Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин / Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. М., Роскомнедра, Геокарт, МАНПО, 73–126.
- Зайков В.В. (2006) Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М., Наука, 429 с.
- Кеpezинская П.К. (1990) Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М., Наука, 176 с.
- Кеpezинская П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. (1988) Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий / Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск, Наука, 98–114.
- Кривцов А.И. (1983) Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М., Недра, 256 с.
- Купцов И.Б., Ямщикова В.В., Ляхевич Н.В. (1983ф) Отчет о проведении детальных поисков медноколчеданных руд на Урлядинском участке в Верхнеуральском районе Челябинской области в 1980–1983 гг. Пос. Междозёрный, 163 с.
- Куширо И. (1984) Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг. *Материалы 27-го Международного геологического конгресса. Т. 9. Петрология.* М., Наука, 122–131.
- Маслов В.А. (1980) Девон восточного склона Южного Урала. М., Наука, 224 с.
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г., Кашина Л.В., Сурин Т.Н., Плохих Н.А., Цин Д.Ф. (2017) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка. М., МФ ВСЕГЕИ, 127 с.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. (1987) Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции / Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 134–165.
- Пискунов Б.Н. (1987) Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М., Наука, 238 с.
- Плотинская О.Ю. (2023) Порфиново-эпитеpмальные системы Урала: источники вещества, эволюция и зональность. Автореферат дисс. на соик. степ. доктора геол.-минерал. наук. М., ИГЕМ РАН, 40 с.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. (1994) Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа, УНЦ РАН, 142 с.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А., Юсупов С.Ш. (1994) Верхнеуральское медно-молибден-порфиpовое рудопоявление (Южный Урал). Уфа, УНЦ РАН, 46 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М., Наука, 392 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. (1987) Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклинория (геология, петрохимия, геохимия). Уфа, БФАН СССР, 33 с.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала. М., Наука, 197 с.
- Соловьев С.Г. (2014) Металлогения шошонитового магматизма. М., Научный Мир, 528 с. (1), 472 с. (2).
- Сурин Т.Н. (1989) Островодужные формации Учалино-Александринской зоны (Южный Урал) / Формационный анализ магматитов. Свердловск, УрО АН СССР, 41–42.
- Сурин Т.Н. (1991) Геодинамика и металлогения Учалино-Александринской зоны / Геодинамика и металлогения Урала. Свердловск, ИГГ УрО АН СССР, ПО «Уралгеология», УТП ВНТГео, 122–123.
- Сурин Т.Н. (1997) Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс, Геотур, 310 с.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. (1995) Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса. *Вестник СПбГУ.* Сер. 7. 4(28), 11–18.
- Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. (1997) Интрузивные породы позднеостроводужной шошонитовой серии: геология, металлогения, геохимия и петрология (на примере Верхнеуральского массива, Южный Урал) / Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения. Сыктывкар, Геопринт, 106–107.
- Таусон Л.В. (1982) Геохимия и металлогения латитовых серий // *Геология. руд. месторождений.* (3). 3–14.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 368 с.
- Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. (1990) Позднемеловая шошонитовая ассоциация Центральной Камчатки. *Известия АН СССР.* Сер. геол., 7, 30–39.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П. (1988) Формационный анализ рудных месторождений. М., Недра, 144 с.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. (1976) Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М., Наука, 147 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., МГУ, 320 с.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. (1989) Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М., Недра, 261 с.

- Цветков А.А. (1984) Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту. *Известия АН СССР. Сер. геол.*, 3, 24–41.
- Цветков А.А., Абрамова Е.Е. (1986) Шошониты Курильской островной дуги. *Известия АН СССР. Сер. геол.*, 2, 35–47.
- Цветков А.А., Волынец О.Н., Бейли Дж. (1993) Шошониты Курило-Камчатской островной дуги. *Петрология*, 1 (2), 123–151.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н. (1987) Средне-позднедевонский магматизм Магнитогорского прогиба / Эволюция магматизма Урала. Свердловск, УрО АН СССР, 155–157.
- Штейнберг А.Д., Сурин Т.Н., Абдулин Р.З., Иванов В.Ф., Кузнецова Н.И., Шох Л.И. (1990ф) Геологическое строение и полезные ископаемые Орловской площади (Отчет о геологическом доизучении поверхности палеозойского фундамента масштаба 1 : 25 000, крупномасштабном объемном геологическом картировании и общих поисках медноколчеданных руд на Орловской площади в пределах трапеций N-40-71-Г, N-40-83-Б, проведенных Орловским геолого-съёмочным отрядом в 1985–1990 гг.). Челябинск, кн. 2, 194 с.
- Эдгар А.Д., Арима М. (1984) Экспериментальное изучение калиевого метасоматоза с использованием модели пиролитовой мантии и его значение для выявления генезиса высококалиевых магм. *Материалы 27-го Международного геологического конгресса. Т. 9. Петрология*. М., Наука, 246–258.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1998) Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург, УрО РАН, 204 с.
- Appleton J.D. (1972) Petrogenesis of potassium rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman region, Italy. *Journal of Petrology*, 13(2), 425–456.
- Briguen L., Bouguoli H., Joron J.L. (1984) Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2), 297–308.
- Condie K.C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *GSA Bulletin*, 84(9), 2981–2992.
- Debon F., Le Fort P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 73(3), 135–149.
- Dostal J., Zentilli M., Caellas J.C., Clark A.N. (1977) Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26–28 °S). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(1), 113–128.
- Ellam R.M., Hawkesworth C.J. (1988) Elemental and isotopic variations in subduction related basalts; evidence of three component model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (1), 72–80.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1199–1212.
- Foden J. (1986) The petrology of Tambora volcano, Indonesia: a model for the 1815 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27 (1/2), 1–41.
- Gill J.B. (1970) Geochemistry of Viti Levu Fuji and its evolution as an island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27(2), 179–203.
- Jakeš P., White A.J.R. (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *GSA Bulletin*, 83(1), 29–40.
- Keller J. (1974) Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46(1), 29–47.
- Kontack D.J., Clark A.H., Farrar E. et al. (1986) Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, Cerro Moromoni, Puno, southeastern Peru. *The Canadian Mineralogist*, 24(1), 117–135.
- MacKenzie D.E., Chappell B.W. (1972) Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 35(1), 50–63.
- Morrison G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97–108.
- Pearce J.A., Norry M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81.
- Pe-Piper G. (1980) Geology and geochemistry of the Miocene shoshonitic suite of Lesbos, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 387–396.
- Ryabchikov I.D., Boettcher A.L. (1980) Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth. *American Mineralogist*, 65(9/10), 915–919.
- Ryerson F.J., Watson E.B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti–Nb–Ta depletion in island arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2/4), 225–239.
- Thompson R.N., Fowler M.B. (1986) Subduction – related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 507–522.
- Venturelli G., Thorpe R.S., Dab Piaz G.V., Del Moro A., Potts P.J. (1984) Petrogenesis of calc-alkaline shoshonitic and associated ultra-potassic of Oligocene volcanic rocks from the northwestern Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 209–220.
- Wedepohl K.H. (1981) Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust. *Naturwissenschaften*, 68, 110–119.
- Williams I.S. (1998) U–Th–Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, 7, 1–35.

REFERENCES

- Antipin V.S. (1989) Geochemical evolution of shoshonite-latitude magmatism of various geodynamic settings. In: *Ristallicheskaya rora (Crystalline Crust in Space and Time: Magmatism)*. Moscow, Nauka, 220–226. (in Russian)
- Appleton J.D. (1972) Petrogenesis of potassium rich lavas from the Roccamonfina volcano, Roman region, Italy. *Journal of Petrology*, 13(2), 425–456.
- Bekker Yu.R., Vlasov N.G., Lvov B.K., Mikhailov B.M., Moskaleva V.N., Shkatova M.K. (1999) Unpublished legend of the South Ural series of sheets of the State geological map of the Russian Federation on a scale of 1 : 200 000 (second edition). St. Petersburg, an album. (in Russian)
- Bochkarev V.V., Surin T.N. (1993) Volcanic complexes and geodynamic evolution of the Uchaly-Aleksandrinsky and Rezh zones of the Urals. Yekaterinburg, Nauka, 80 p. (in Russian)
- Bochkarev V.V., Yazeva R.G. (2000) Subalkaline magmatism of the Urals. Yekaterinburg, UrO RAN, 256 p. (in Russian)
- Bogatikov O.A., Tsvetkov A.A. (1988) Magmatic evolution of island arcs. Moscow, Nauka, 248 p. (in Russian)
- Bogatikov O.A., Andreeva E.D., Girmis A.V. (1989) Similar rocks in the evolution of the Earth. Moscow, Nauka, 206 p. (in Russian)
- Borodina N.S., Malakhova L.V., Rapoport M.S., Smirnov V.N., Fershtater G.B. (1984) Eugeosynclinal gabbro-granitoid series. Moscow, Nauka, 264 p. (in Russian)
- Briguen L., Bouguoli H., Joron J.L. (1984) Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 68(2), 297–308.
- Condie K.C. (1973) Archean magmatism and crustal thickening. *GSA Bulletin*, 84(9), 2981–2992.
- Debon F., Le Fort P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 73(3), 135–149.
- Dostal J., Zentilli M., Caellas J.C., Clark A.N. (1977) Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26–28 °S). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63 (1), 113–128.
- Edgar A.D., Arima M. (1984) Experimental study of K metasomatism using a pyrolytic mantle model and its significance for revealing the genesis of high-K magmas. *Materialy 27-go Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa. T. 9 Petrologiya (Proceedings of the 27th International Geological Congress. Vol. 9. Petrology)*. Moscow, Nauka, 246–258. (in Russian)
- Ellam R.M., Hawkesworth C.J. (1988) Elemental and isotopic variations in subduction related basalts; evidence of three component model. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (1), 72–80.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42 (8), 1199–1212.
- Fedorov P.I., Dubik F.Yu. (1990) Late Cretaceous shoshonite association of Central Kamchatka. *Izvestiya AN SSSR, ser. geol. (Izvestia of the Academy of Sciences of the USSR. Geological Series)*, 7, 30–39. (in Russian)
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of main intrusive associations. Moscow, Nauka, 232 p. (in Russian)
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of Central and South Urals. Yekaterinburg, IGG UrO RAN, 368 p. (in Russian)
- Filatov E.I., Shirai E.P. (1988) Formational analysis of ore deposits. Moscow, Nedra, 144 p. (in Russian)
- Flerov G.B., Koloskov A.V. (1976) Alkaline basaltic magmatism of Central Kamchatka. Moscow, Nauka, 147 p. (in Russian)
- Foden J. (1986) The petrology of Tambora volcano, Indonesia: a model for the 1815 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 27(1/2), 1–41.
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Igneous associations of the present-day geotectonic settings. Moscow, MGU, 320 p. (in Russian)
- Frolova T.I., Perchuk L.L., Burikova I.A. (1989) Crustal magmatism and transformation in active margins. Moscow, Nedra, 261 p. (in Russian)
- Gill J.B. (1970) Geochemistry of Viti Levu Fuji and its evolution as an island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27(2), 179–203.
- Grabazhev A.I., Belgorodsky E.A. (1992) Productive granitoids and metasomatites of porphyry copper deposits: example of the Urals. Yekaterinburg, Nauka, 200 p. (in Russian)
- Gushchin A.V. (1994) Magmatism of island arcs and active continental margins. In: *Geologicheskoe kartirovaniye vulkano-plutonicheskikh poyasov (Geological Mapping of Volcanic-Plutonic Belts)*. Moscow, Roskomedra, Geocart, MANPO, 73–126. (in Russian)
- Jakeš P., White A.J.R. (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *GSA Bulletin*, 83(1), 29–40.
- Keller J. (1974) Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian sea: calc-alkaline and shoshonitic associations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 46(1), 29–47.
- Kepezhinskas P.K. (1990) Cenozoic volcanic series around marginal seas. Moscow, Nauka, 176 p. (in Russian)
- Kepezhinskas P.K., Kravchenko-Berezhnoy I.R., Gulko N.I. (1988) Cenozoic shoshonite magmatism of North Kamchatka and problem of tectonic interpretation of island-arc shoshonite series. In: *Mafitovye formatsii zon aktivizatsii na rasykh etapah evolyutsii litosfery (Mafic Complexes of Activation Zones at Different Stages of Evolution of the Lithosphere)*. Novosibirsk, Nauka, 98–114. (in Russian)
- Kontack D.J., Clark A.H., Farrar E. et al. (1986) Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, Cerro

- Moromoroni, Puno, southeastern Peru. *The Canadian Mineralogist*, 24(1), 117–135.
- Krivtsov A.I. (1983) Geological basis of forecast and prospecting for porphyry copper deposits. Moscow, Nedra, 256 p. (in Russian)
- Kuptsov I.B., Yamshchikova V.V., Lyakhovich N.V. (1983) Unpublished report on detailed prospecting for copper massive sulfide ores at the Urlyady area in the Verkhneuralsk district of the Chelyabinsk region in 1980–1983. Mezhozern, 163 p. (in Russian)
- Kushiro I. (1984) Genesis of island arc magmas on example of the Japanese arcs. *Materialy 27-go Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa. T. 9 Petrologiya (Proceedings of the 27th International Geological Congress. Vol. 9. Petrology)*. Moscow, Nauka, 122–131. (in Russian)
- MacKenzie D.E., Chappell B.W. (1972) Shoshonitic and calc-alkaline lavas from the highlands of Papua New Guinea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 35(1), 50–63.
- Maslov V.A. (1980) Devonian of the eastern slope of South Urals. Moscow, Nauka, 224 p. (in Russian)
- Morrison G.W. (1980) Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97–108.
- Moseychuk V.M., Yarkova A.V., Mikhailov I.G., Kashina L.V., Surin T.N., Plokhikh N.A., Qin D.F. (2017) State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. South Urals series. Sheet N-40-XXIV. Moscow, MF VSEGEI, 127 p. (in Russian)
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. (1987) Features of the composition and tectonic significance of ophiolites above the subduction zone. In: *Geologoya okrainnykh basseynov (Geology of Marginal Basins)*. Moscow, Mir, 134–165. (in Russian)
- Pearce J.A., Norry M.J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33–47.
- Peccerillo A., Taylor S.R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81.
- Pe-Piper G. (1980) Geology and geochemistry of the Miocene shoshonitic suite of Lesbos, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 387–396.
- Piskunov B.N. (1987) Geological and petrological specificity of island arc volcanism. Moscow, Nauka, 238 p. (in Russian)
- Plotinskaya O.Yu. (2023) *Porphyry-epithermal systems of the Urals: matter sources, evolution and zonation*. (Abstract of the Doctor Dissertation). Moscow, IGEM RAN, 40 p. (in Russian)
- Ryabchikov I.D., Boettcher A.L. (1980) Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth. *American Mineralogist*, 65(9/10), 915–919.
- Ryerson F.J., Watson E.B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti–Nb–Ta depletion in island arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 86(2/4), 225–239.
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk Zone of South Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, and geodynamics. Moscow, Nauka, 392 p. (in Russian)
- Salikhov D.N., Mitrofanov V.A. (1994) Intrusive magmatism of the Upper Devonian–Lower Carboniferous of the Magnitogorsk Megasyntorium (South Urals). Ufa, UNTs RAN, 142 p. (in Russian)
- Salikhov D.N., Mitrofanov V.A., Yusupov S.S. (1994) Verkhneuralsk porphyry Cu–Mo occurrence (South Urals). Ufa, UNTs RAN, 46 p. (in Russian)
- Salikhov D.N., Yarkova A.V., Salikhova R.N., Moseychuk V.M. (1987) Volcanism of the Late Devonian Magnitogorsk Megasyntorium: geology, petrochemistry, and geochemistry. Ufa, BFAN USSR, 33 p. (in Russian)
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamensky S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of South Urals. Moscow, Nauka, 197 p. (in Russian)
- Solov'ev S.G. (2014) Metallogeny of shoshonite magmatism. Moscow, Nauchny mir, 528 p. (1), 472 p. (2). (in Russian)
- Steinberg A.D., Surin T.N. (1987) Middle-Late Devonian magmatism of the Magnitogorsk Trough. In: *Evolutsiya magmatizma Urala (Evolution of Magmatism of the Urals)*. Sverdlovsk, UrO AN USSR, 155–157. (in Russian)
- Shteinberg A.D., Surin T.N., Abdulin R.Z., Ivanov V.F., Kuznetsova N.I., Shokh L.I. (1990) Geological structure and mineral resources of the Orlovskaya area: an unpublished report on geological re-examination of the surface of the Paleozoic basement on a scale of 1 : 25 000, large-scale volumetric geological mapping and general searches for copper massive sulfide ores in the Orlovskaya area within sheets nos. N-40-71-G and N-40-83-B conducted by the Orlovsky geological survey team in 1985–1990. Chelyabinsk, book 2, 194 p. (in Russian)
- Surin T.N. (1989) Island arc complexes of the Uchaly-Aleksandrinsky zone (South Urals). In: *Formatsionnyy analiz magmatitov (Formational analysis of Igneous Rocks)*. Sverdlovsk, UrO AN USSR, 41–42. (in Russian)
- Surin T.N. (1991) Geodynamics and metallogeny of the Uchaly-Aleksandrinsky zone. In: *Geodinamika i metallogeniya Urala (Geodynamics and Metallogeny of the Urals)*. Sverdlovsk, IGG UrO AN USSR, PO «Uralgeologiya», UTP VNTGeO, 122–123. (in Russian)
- Surin T.N. (1997) Petrological and mineralogical studies of igneous rocks of the East Magnitogorsk belt (South Urals). Miass, Geotour, 310 p. (in Russian)
- Surin T.N., Moseychuk V.M. (1995) Geodynamics of the evolution of the Magnitogorsk paleovolcanic belt. *Vestnik SPbGU. Ser. 7 (Bulletin of the St. Petersburg State University. Series 7)*. 4 (28), 11–18. (in Russian)

Surin T.N., Moseychuk V.M. (1997) Intrusive rocks of late-arc shoshonite series: geology, metallogeny, geochemistry and petrology: example of the Verkhneuralsk pluton, South Urals. In: *Granitoidnye vulkano-plutonicheskie assotsiatsii: petrologiya, geodinamika, metallogeniya (Granitoid Volcanic-Plutonic Associations: Petrology, Geodynamics, and Metallogeny)*. Syktyvkar, Geoprint, 106–107. (in Russian)

Tauson L.V. (1982) Geochemistry and metallogeny of latite series. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy (Geology of Ore Deposits)*, (3), 3–14 (in Russian)

Thompson R.N., Fowler M.B. (1986) Subduction – related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 507–522.

Tsvetkov A.A. (1984) Subalkaline basaltic magmatism of active ocean-to-continent transition zones. *Izvestiya AN SSSR, Ser. geol. (Izvestia of the Academy of Sciences of the USSR. Geological Series)*, 3, 24–41. (in Russian)

Tsvetkov A.A., Abramova E.E. (1986) Shoshonites of the Kuril island arc. *Izvestiya AN SSSR, Ser. geol. (Izvestia of the Academy of Sciences of the USSR. Geological Series)*, 2, 35–47. (in Russian)

Tsvetkov A.A., Volynets O.N., Bailey J. (1993) Shoshonites of the Kuril-Kamchatka island arc. *Petrologiya (Petrology)*, 1(2), 123–151. (in Russian)

Vasil'ev Yu.R., Zolotukhin V.V., Laguta O.N. (1998) Shoshonites of the north of the Siberian platform. *Doklady RAN (Doklady Russian Academy of Sciences)*, 361(5), 657–661. (in Russian)

Venturelli G., Thorpe R.S., Dab Piaz G.V., Del Moro A., Potts P.J. (1984) Petrogenesis of calc-alkaline shoshonitic and associated ultra-potassic of Oligocene volcanic rocks from the northwestern Alps, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 209–220.

Volynets O.N., Antipin V.S., Perepelov A.B., Chuvashova L.A., Smirnova E.V. (1986) Rare earths in the Late Cenozoic high-K volcanic rocks of Kamchatka. In: *Geokhimiya vulkanitov razlichnykh geodinamicheskikh obstanovok (Geochemistry of Volcanic Rocks of Various Geodynamic Settings)*. Novosibirsk, Nauka, 149–165. (in Russian)

Wedepohl K.H. (1981) Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust. *Naturwissenschaften*, 68, 110–119.

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

Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1998) Geology and geodynamics of South Urals: experience of geodynamic mapping. Yekaterinburg, UrO RAN, 204 p. (in Russian)

Zaikov V.V. (2006) Volcanism and sulfide mounds of paleoceanic margins: example of massive sulfide zones of the Urals and Siberia. Moscow, Nauka, 429 p. (in Russian)

Информация об авторе

Сурин Тимофей Николаевич – кандидат геолого-минералогических наук, Заведующий Отделом региональной геологии и полезных ископаемых Урала и Западной Сибири, Всероссийский научно-исследовательский институт имени академика А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия; Timofey_Surin@karpinskyinstitute.ru

Timofey N. Surin – Candidate of Geological-Mineralogical Sciences, Head of the Department of Regional Geology and Mineral Deposits of Urals and Western Siberia, A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia; Timofey_Surin@karpinskyinstitute.ru

МИНЕРАЛОГИЯ

Том 11 № 1 2025

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



Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору в сфере
связи информационных технологий и массовых коммуникаций
ПИ № ФС77-78696 от 30 июля 2020 г.

Технический редактор:

И.Ю. Мелекесцева

Оригинал-макет:

О.Л. Бусловская

Корректор:

И.А. Спирина

Подписано в печать 26.03.2025. Дата выхода в свет: 00.00.2025
Формат 60 × 80%. Печать офсетная. Усл. печ. л. 11.1. Уч.-изд. л. 11.6. Тираж 200 экз. Заказ №
ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН: 456317, г. Миасс Челябинской обл., Ильменский заповедник
Отпечатано с оригинал-макета заказчика в ООО «ПРИНТ»
426035, г. Ижевск, ул. Тимирязева, 5.
Возрастное ограничение 16+. Распространяется бесплатно.

MINERALOGY

2025. Vol. 11. No. 1

ISSN 2313-545X (print)

ISSN 2782-2044 (online)

ISSN 2313-545X



9 772313 545745 >

Founder: Federal State Budgetary Institution South Urals Federal Research Center
of Mineralogy and Geocology, 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 26.03.2025.

Format 60 × 80%. Offset printing. Printed sheets 4.7. 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 in OOO «Print»
Timiryazeva Str., 5, Izhevsk City, 426035 Russia
Free of charge
