

ISSN 0869-5997

И РУДЫ 
МЕТАЛЛЫ
ORES AND METALS

4/2025

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ 4/2025

Учредитель

ФГБУ «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов»
Роснедра Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации

Свидетельство о регистрации средства массовой информации № 01919 от 21 декабря 1992 г.

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки Российской Федерации журнал включён
в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные
результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»

Москва, ЦНИГРИ, 2025



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Наумов Евгений Анатольевич

главный редактор
первый заместитель генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Иванов Анатолий Иннокентьевич

заместитель главного редактора
и. о. генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Дамдинов Булат Батуевич

заместитель главного редактора
заместитель генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Пирайно Франко

заместитель главного редактора
по международным публикациям
профессор, Университет Западной Австралии,
г. Перт, Австралия

Жаркова Вера Сергеевна

заместитель главного редактора
по редакционно-издательской деятельности
заместитель начальника
редакционно-оформительского
отдела ФГБУ «ЦНИГРИ»

Аракчеев Дмитрий Борисович

генеральный директор ФГБУ «Росгеолфонд»
кандидат технических наук

Бозкая Гульчан

доктор наук, профессор
инженерно-геологического факультета
Университета Памуккале, Турция

Волчков Алексей Гордеевич

заведующий научно-методическим
отделением МСБ ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Вымазалова Анна

Чешская геологическая служба,
г. Прага, Чешская Республика

Голубев Юрий Конкордьевич

начальник отдела алмазов ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Горячев Николай Анатольевич

главный научный сотрудник СВКНИИ ДВО РАН
доктор геолого-минералогических наук,
академик РАН

Звездов Вадим Станиславович

начальник отдела металлогении ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Зедгенизов Дмитрий Александрович

директор ИГГ УрО РАН
доктор геолого-минералогических наук

Калинин Юрий Александрович

главный научный сотрудник ИГМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук

Кременецкий Александр Александрович

советник генерального директора ФГБУ «ИМГРЭ»
доктор геолого-минералогических наук

Кряжев Сергей Гаврилович

начальник отдела минералогии, изотопной геохимии
месторождений благородных и цветных металлов
ФГБУ «ЦНИГРИ», доктор геолого-минералогических наук

Кузнецов Владимир Вениаминович

начальник отдела цветных металлов ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Мишенин Сергей Григорьевич

начальник отдела геофизики ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Похиленко Николай Петрович

научный руководитель ИГМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук,
академик РАН

Проскурнин Василий Фёдорович

заведующий отделом региональной геологии
и полезных ископаемых
Восточных районов России ФГБУ «ВСЕГЕИ»
доктор геолого-минералогических наук

Селтмэн Реймар

профессор, Музей естественной истории,
г. Лондон, Великобритания

Толстов Александр Васильевич

ведущий научный сотрудник ИГАБМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук,
действительный член АН РС(Я)

Фридовский Валерий Юрьевич

директор ИГАБМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук,
профессор

Черных Александр Иванович

советник управляющего директора ООО «УК Полюс»
кандидат геолого-минералогических наук

ORES AND METALS 4/2025

Founded by FSBI «Central research institute of geological prospecting for base and precious metals» (TsNIGRI)
Federal Agency for Subsoil Use

Mass media registration certificate No 01919 (21.12.1992)

Published since 1992

Moscow, TsNIGRI, 2025



EDITORIAL BOARD

Evgeniy A. Naumov

Editor-in-chief
Deputy Director, FSBI TsNIGRI
PhD

Anatoly I. Ivanov

Deputy editor-in-chief
Acting General Director, FSBI TsNIGRI
PhD

Bulat B. Damdinov

Deputy editor-in-chief
Deputy Director, FSBI TsNIGRI
PhD

Franco Pirajno

Deputy editor-in-chief for international publications
Dr., Adjunct Professor at Centre for Exploration Targeting,
University of Western Australia

Vera S. Zharkova

Deputy editor-in-chief for editorial and publishing activities
Deputy head of editorial and design department, FSBI TsNIGRI

Dmitry B. Arakcheev

General Director, FSBI Rosgeolfond
PhD

Gülcan Bozkaya

Dr., Professor, Department of Geological Engineering
Pamukkale University, Turkey

Alexey G. Volchkov

Head of mineral base scientific
and methodical division, FSBI TsNIGRI
PhD

Anna Vymazalova

Dr., Czech Geological Survey, Czech Republic

Yuri K. Golubev

Head of diamond department, FSBI TsNIGRI
PhD

Nikolay A. Goryachev

Chief researcher, NEISRI FEB RAS
Academician of RAS

Vadim S. Zvezdov

Head of metallogeny department, FSBI TsNIGRI
PhD

Dmitry A. Zedgenizov

Director, IGG UB RAS
PhD

Yuri A. Kalinin

Chief researcher, IGM SB RAS
PhD

Alexander A. Kremenetsky

Advisor to General Director, FSBI IMGRE
PhD

Sergey G. Kryazhev

Head of mineralogy and isotope geochemistry
department, FSBI TsNIGRI
PhD

Vladimir V. Kuznetsov

Head of base metals department, FSBI TsNIGRI
PhD

Sergey G. Mishenin

Head of geophysics department, FSBI TsNIGRI
PhD

Nikolay P. Pokhilenko

Scientific Director, IGM SB RAS
Academician of RAS

Vasiliy F. Proskurin

Head of the Eastern Russia regional geology
and minerals department, FSBI VSEGEI
PhD

Reimar Seltmann

Dr., Professor, Head of CERCAMS
(Centre for Russian and Central EurAsian
Mineral Studies),
Natural History Museum, London

Alexander V. Tolstov

Leading researcher, IGABM SB RAS
PhD, Full member of SB RAS

Valery Yu. Fridovsky

Director, IGABM SB RAS
PhD, Professor

Alexander I. Chernykh

Advisor to Managing Director, Polyus PJSC
PhD

СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Москвитина М. Л., Дамдинов Б. Б.,
Извекова А. Д., Дамдинова Л. Б.**

Минералогия и условия образования
Южно-Магнетитового золото-
полиметаллического месторождения
(Озёрнинский рудный узел,
Республика Бурятия)

**Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б.,
Хубанов В. Б., Бадмажапов Б. Б.,
Мунконов Э. Ч.-Д.**

Возраст вмещающих гранитов,
минеральный состав и условия
формирования молибденит-
кварцевого оруденения Жарчихинского
месторождения (Западное Забайкалье)

**Кряжев С. Г., Двуреченская С. С.,
Берковский Е. М., Лизоркин И. М.,
Старостин И. А.**

Минералогические особенности,
последовательность и условия
формирования полигенно-полихронного
оруденения Верхнетатарской
золотоносной площади (Енисейский кряж)

**Борисов А. А., Сычёва Н. А.,
Богуславский М. А., Вильданов Д. И.**

Химический и минеральный состав
руд Буруктальского месторождения
(Оренбургская область).
Тип никеленосной коры выветривания

КОМПЛЕКСНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

**Метелёв А. А., Видуецкий М. Г.,
Гарифулин И. Ф., Пургин А. П.,
Морозов В. В.**

Моделирование и оптимизация
гидроаэродинамического режима
в зоне транспортирования –
вторичной концентрации в колонных
флотационных машинах

**Список статей, опубликованных
в журнале «Руды и металлы» в 2025 г.**

GEOLOGY OF THE ORE DEPOSITS

**Moskvitina M. L., Damdinov B. B.,
Izvekova A. D., Damdinova L. B.**

Mineralogy and formation conditions
of the Yuzhno-Magnetitovoye
gold-polymetallic deposit
(Ozerninsky ore cluster,
Republic of Buryatia)

**Damdinova L. B., Damdinov B. B.,
Khubanov V. B., Badmazhapov B. B.,
Munkonov E. Ch.-D.**

Age of the host granites, mineral
composition, and formation conditions
of quartz-molybdenite mineralization
at the Zharchikhinskoye deposit
(Western Transbaikalia)

**Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S.,
Berkovsky E. M., Lizorkin I. M.,
Starostin I. A.**

Mineralogical features, sequence,
and formation conditions of polygenic-
polychronous mineralization
of the Verkhnetatarskaya gold-bearing area
(Yenisei Ridge)

**Borisov A. A., Sycheva N. A.,
Boguslavsky M. A., Vildanov D. I.**

Chemical and mineral composition
of ores of the Buruktal deposit
(Orenburg Region):
Type of the nickel-bearing weathering crust

COMPLEX USE OF MINERAL RAW MATERIALS

**Metelev A. A., Viduetsky M. G.,
Garifulin I. F., Purgin A. P.,
Morozov V. V.**

Modeling and optimization
of the hydroaerodynamic regime
in the transport – secondary
concentration zone in column
flotation machines

**"Ores and Metals"
list of publications 2025**

5

33

53

70

88

101

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.2:553.411 (571.54)

Минералогия и условия образования Южно-Магнетитового золото-полиметаллического месторождения (Озёрнинский рудный узел, Республика Бурятия)

Москвитина М. Л.¹, Дамдинов Б. Б.², Извекова А. Д.³, Дамдинова Л. Б.^{1,2}¹ ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия; ² ЦНИГРИ, г. Москва, Россия; ³ ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Южно-Магнетитовое месторождение, расположенное в Еравнинском районе Республики Бурятия, локализовано в толще вулканогенно-осадочных пород и приурочено к минерализованной зоне дробления и брекчирования вблизи даек сиенитов и долеритов, где развита кварцево-жильно-прожилковая и сульфидно-вкрапленная минерализация, а также присутствуют линзовидные тела магнетитовых руд. Развита вторичная метасоматическая измененная – пропилитизация, аргиллизация, окварцевание; на более глубоких горизонтах установлено развитие скарнов. В рудах выявлено около 30 минеральных видов, главными из которых являются магнетит, гематит, халькопирит и пирит, а также минералы зоны окисления – куприт, ковеллин, идаит, гидрокислы железа, самородная медь.

На основании изучения состава руд, а также по результатам минеральной геотермометрии установлено, что Южно-Магнетитовое месторождение образовалось в три этапа: скарновый, гидротермально-метасоматический и гипергенный. Особенности геологического строения, минеральный состав руд, изотопные и геохимические характеристики Южно-Магнетитового месторождения позволили отнести его к золото-скарновому формационному типу.

Ключевые слова: Озёрнинский рудный узел, Южно-Магнетитовое месторождение, золото, золото-полиметаллические месторождения, минералогия, изотопы серы и кислорода, последовательность минералообразования.

Для цитирования: Москвитина М. Л., Дамдинов Б. Б., Извекова А. Д., Дамдинова Л. Б. Минералогия и условия образования Южно-Магнетитового золото-полиметаллического месторождения (Озёрнинский рудный узел, Республика Бурятия). Руды и металлы. 2025. № 4. С. 5–32. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10010.

Mineralogy and formation conditions of the Yuzhno-Magnetitovoye gold-polymetallic deposit (Ozerninsky ore cluster, Republic of Buryatia)

Moskvitina M. L.¹, Damdinov B. B.², Izvekova A. D.³, Damdinova L. B.^{1,2}¹ Dobretsov Geological Institute of the SB RAS, Ulan-Ude, Russia; ² Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia; ³ Institute of the Earth's Crust of the SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. The Yuzhno-Magnetitovoye deposit is located in the Eravninsky district of the Republic of Buryatia and localized in a sequence of volcanosedimentary rocks and is confined to a mineralized zone of crushing and brecciation near syenite and dolerite dikes, where vein-veinlet quartz and disseminated sulfide mineralization is developed and lens-shaped bodies of magnetite ores are present. Secondary metasomatic alterations, including propylitization, argillization, and silicification are developed, as well as skarns revealed at deeper levels. Approximately 30 mineral species were identified in the ores, the principal ones being magnetite, hematite, chalcopyrite, and pyrite. The minerals of the oxidation zone are cuprite, covellite, idaite, iron hydroxides, and native copper.

Based on ore composition studies and mineral geothermometry, it has been established that the Yuzhno-Magnetitovoye deposit formed in three stages: the skarn, hydrothermal-metasomatic, and supergene ones. The geological features, mineral composition of the ores, and the isotopic and geochemical characteristics of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit allow us to assign it to the gold-skarn type.

Keywords: Ozerninsky ore cluster, Yuzhno-Magnetitovoye deposit, gold, gold-polymetallic deposits, mineralogy, sulfur and oxygen isotopes, sequence of mineral formation.

For citation: Moskvitina M. L., Damdinov B. B., Izvekova A. D., Damdinova L. B. Mineralogy and formation conditions of the Yuzhno-Magnetitovoye gold-polymetallic deposit (Ozerninsky ore cluster, Republic of Buryatia). Ores and metals. 2025. No. 4. pp. 5–32. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10010.



Введение

Озёрнинский рудный узел находится на территории Республики Бурятия и входит в состав Курбино-Еравнинского рудного района [4]. В пределах рудного узла известно крупнейшее в России по запасам цинка Озёрное полиметаллическое месторождение, а также около 20 более мелких месторождений и рудопроявлений различных типов (Назаровское, Ульзутуйское, Гурвунурское, Гундуйское, Аришинское, Октябрьское, Южно-Магнетитовое, Васильевское и т. д.) [14] (рис. 1).

Озёрнинский рудный узел приурочен к блоку терригенно-карбонатно-вулканогенных пород площадью 20×10 км среди гранитоидов Ангаро-Витимского батолита позднепалеозойского возраста [7]. Осадочно-вулканогенные породы, в свою очередь, прорваны интрузивными и субвулканическими породами.

История изучения Озёрнинского рудного узла начинается с 1960-х годов, когда в пределах региона проводились геологоразведочные работы по поиску бокситов в кембрийских вулканогенно-осадочных образованиях. В ходе исследований были выявлены железорудные проявления, изучение которых впоследствии привело к обнаружению свинцово-цинковых руд будущего Озёрного месторождения.

Обнаружение колчеданных руд полностью изменило план геологических работ в пределах региона. Это привело к тому, что в течение нескольких лет было выявлено большинство ныне известных колчеданно-полиметаллических, железорудных и железо-медно-баритовых месторождений (Озёрное, Ульзутуйское, Гематитовое, Магнетитовое, Гурвунурское, Аришинское, Туркульское и Гундуйское). Озёрное месторождение по запасам свинца и цинка относится к объектам мирового класса с $\sim 8,3$ млн т Zn, 1,6 млн т Pb (1,17%), ~ 21 тыс. т Cd, более 4,6 тыс. т Ag, 25 т Au [3].

В 1968 году по результатам проведения поисковых и поисково-оценочных работ были получены первые данные о золотоносности некоторых месторождений Озёрнинского рудного узла, а в 1975 году при лабораторных исследованиях технологических проб первич-

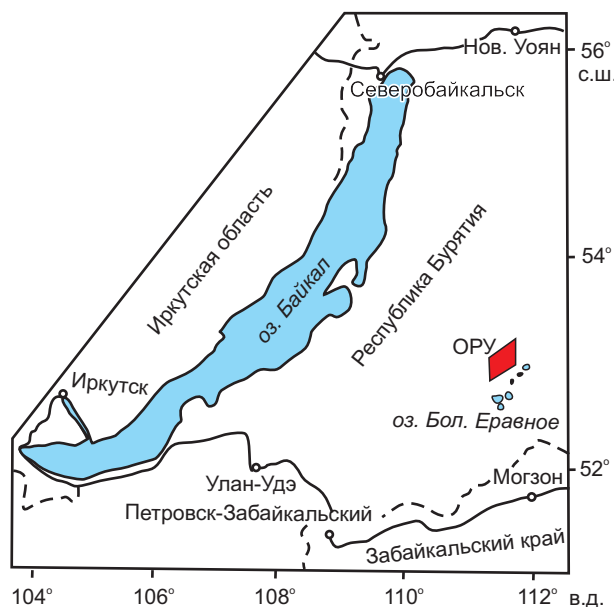


Рис. 1. Схема расположения Озёрнинского рудного узла

Fig. 1. Location map of the Ozerninsky ore cluster

ных руд Назаровского месторождения (которое изначально называлось Гематитовое) были установлены промышленные концентрации золота, что и послужило началом изучения золотоносности Озёрнинского рудного узла, которое продолжается до настоящего времени.

Сведения о составе и генезисе руд Назаровского месторождения более подробно освещены в публикации Ковалёва с соавторами [7]. Позднее наряду с Назаровским были выявлены несколько мелких золоторудных месторождений и рудопроявлений, в том числе и Южно-Магнетитовое, а также многочисленные россыпи самородного золота, самой крупной из которых является россыпь ручья Каменного. В то же время в ходе поисково-разведочных работ детальными исследованиями состава и генезиса золотоносных руд ранее не проводилось, за исключением единственного промышленно значимого объекта – Назаровского месторождения.

Участок Южно-Магнетитовый изначально рассматривался как продолжение структуры борно-магнетитового месторождения Солонго и вероятный выход скарново-рудных тел на дневную поверхность. В дальнейшем бор-



ной минерализации в контуре Южно-Магнетитового участка не было установлено, но были выявлены гематит-магнетитовые и золотоносные кварц-сульфидные (пиритовые) руды. По данным геологоразведочных работ запасы золота на рудопроявлении Южно-Магнетитовое составили чуть более 3 тонн, что позволило отнести этот объект к мелким месторождениям с бедными рудами (средние содержания золота составляют первые г/т).

В ходе геологоразведочных работ по ряду признаков (нахождение в непосредственной близости, окатанность зёрен, золото-кварц-сульфидный тип первичного оруденения) было сделано предположение о том, что самородное золото Южно-Магнетитового месторождения может являться одним из коренных источников россыпи ручья Каменного. В результате наших исследований в рудах Южно-Магнетитового месторождения установлена золото-висмут-теллуридная минерализация, которая характерна для многих золоторудных месторождений и может служить индикатором физико-химических условий формирования оруденения.

В статье приведены результаты детальных исследований минерального состава руд Южно-Магнетитового месторождения, на основе которых сделаны выводы о его генезисе, с выделением этапов и стадий минералообразования.

Фактический материал и методы исследования

Фактическим материалом для данного исследования послужил каменный материал, полученный в 2022 году в ходе полевых работ на Южно-Магнетитовом месторождении, где была отобрана представительная коллекция геологических образцов вмещающих пород и руд в количестве 57 штук.

Минеральный состав руд и вмещающих пород изучался по аншлифам и шлифам при помощи поляризационного микроскопа «Микромед ПОЛАР 3». Было изучено около 20 аншлифов и 36 шлифов. Более детально минеральный состав руд, а также химический состав рудных минералов были проанализи-

рованы в Аналитическом центре «Геоспектр» Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН с использованием сканирующего электронного микроскопа LEO-1430VP с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 для количественного анализа (аналитик Е. В. Ходырева).

Для обнаружения редких минералов и различных микрофаз были изготовлены шашки (искусственные аншлифы) из проб-протолок (7 штук). Эти препараты исследовались под поляризационным микроскопом «Микромед ПОЛАР 3» по методике НСОММИ № 194 и на сканирующем электронном микроскопе.

Изотопный состав серы из сульфидных минералов (пирит, халькопирит) определялся в «Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» на базе Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск). Исследования проводились на газовом изотопном масс-спектрометре Delta V Advantage в режиме двойного напуска (аналитик В. Н. Реутский). Процедуру подготовки проб и масс-спектрометрических измерений контролировали набором образцов стандартного изотопного состава: IAEA-S-1 (сульфид серебра с $\delta^{34}\text{S} = -0,3$), IAEA-S-2 (сульфид серебра с $\delta^{34}\text{S} = +22,7$), СССР-20 (дисульфид железа с $\delta^{34}\text{S} = -3,3$). Инструментальная точность определения отклонения отношения $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ образца от стандарта не превышает 0,005 ‰. Измеренные отношения изотопов приведены к международной шкале VCTD (венский стандарт троилита из каньона Дьябло).

Изотопный состав кислорода в кварце и магнетите анализировали в Центре коллективного пользования «Геоспектр» Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 (аналитик В. Ф. Посохов). Элементно-примесный анализ зёрен магнетита определялся с помощью метода LA-ICP-MS в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» Института земной коры СО РАН (г. Иркутск; аналитик Н. В. Брянский).

Геологическое строение Южно-Магнетитового месторождения

Озёрнинский рудный узел входит в состав Курбино-Еравнинского рудного района, расположенного в центральной части Саяно-Байкальской складчатой области [4]. В тектоническом плане рудный узел сопряжён с крупной Еравнинской вулкано-тектонической структурой (рис. 2), площадь которой составляет более 100 км² и которая считается фрагментом Удино-Витимской островодужной системы.

Озёрнинский рудный узел сложен вулканогенно-осадочными отложениями, ранее относимыми к нижнепалеозойской олдындинской свите [20]. Карбонатно-терригенно-вулканогенные отложения прорываются многочисленными интрузивными и субвулканическими образованиями: диоритовыми порфиритами, сиенит-порфирами, габбро-долеритами и др. (рис. 2).

Южно-Магнетитовое месторождение расположено в 3 км к востоку от Озёрного полиметаллического месторождения, в верхнем течении ручья Левый Сурхехт на левом борту его правого притока – ручья Каменного.

Изучение геологического строения проводилось в пологом борту небольшого карьера, вскрывающего рудную зону Южно-Магнетитового месторождения. В рудном поле преобладают вулканогенно-осадочные породы, представленные туфоалевролитами и туфопесчаниками (рис. 3).

Тонкозернистые туфоалевролиты, окраска которых изменяется от зеленовато-серых до чёрных (рис. 4, а), на поверхности за счёт окисления минералов приобретают оранжево-рыжеватые оттенки. Минеральный состав породы представлен главным образом обломками карбоната (кальцит), полевого шпата, кварца и чешуйками слюды (мусковит). Размер обломков варьирует от 50 мкм до 300 мкм. Цемент состоит из глинисто-туфогенного материала, который частично подвергся вторичным изменениям и замещается хлоритом. В породе по трещинам прослеживаются эпигенетические прожилковидные агрегаты, которые сложены более вытянутыми зёрнами кварца с округлыми краями, гипидиоморф-

ными кристаллами карбоната ромбической и столбчатой формы, а также выделениями серицита (?) (рис. 5, а). Также по трещинам диагностируются чёрные выделения марганцовистых минералов, которые хаотично рассеяны по всей породе.

Туфопесчаники сложены обломками щелочного полевого шпата и плагиоклаза, которые повсеместно замещаются слюдистым материалом и хлоритом. Плагиоклаз можно диагностировать исключительно по столбчатой вытянутой форме и редким сохранившимся двойникам. Обломки сцементированы карбонатной и глинистой массой. Довольно часто в туфопесчаниках наблюдаются более поздние тонкие прожилки кальцитового состава. По мере приближения к рудной зоне увеличивается степень трещиноватости и карбонатизации туфоалевролитов и туфопесчаников.

На контакте с рудной зоной залегают дайки сиенит-порфиров и долеритовых порфиров. Химический состав интрузивных образований указан в табл. 1.

Сиенит-порфиры имеют красновато-бурую окраску, состоят из крупных вкрапленников калиевого полевого шпата и плагиоклаза (рис. 4, б), сцементированных мелкозернистым агрегатом щелочного полевого шпата, плагиоклаза, кварца, карбоната и редких чешуйчатых выделений слюды. Форма вкрапленников – столбчатая, треугольная, округлая, трапецевидная, а размер может достигать 3 см. Зёрна полевых шпатов имеют следы вторичных изменений и подвержены процессам серицитизации и сосюритизации (рис. 5, б). Вкрапленники плагиоклаза диагностируются по характерной удлинённой форме и наличию полисинтетических двойников. На контакте с известковистыми туффитами сиенит-порфиры сильно раздроблены, аргиллизитизированы, в результате чего преобразованы в коричневато-желтоватого цвета материал с многочисленными дендритами окислов марганца. Мощность дайки достигает 9 м.

Сиенит-порфиры контактируют с массивными долеритами (рис. 3). Окраска долеритов тёмно-серая, текстура массивная, а структура офитовая (диабазовая) и характеризуется хао-

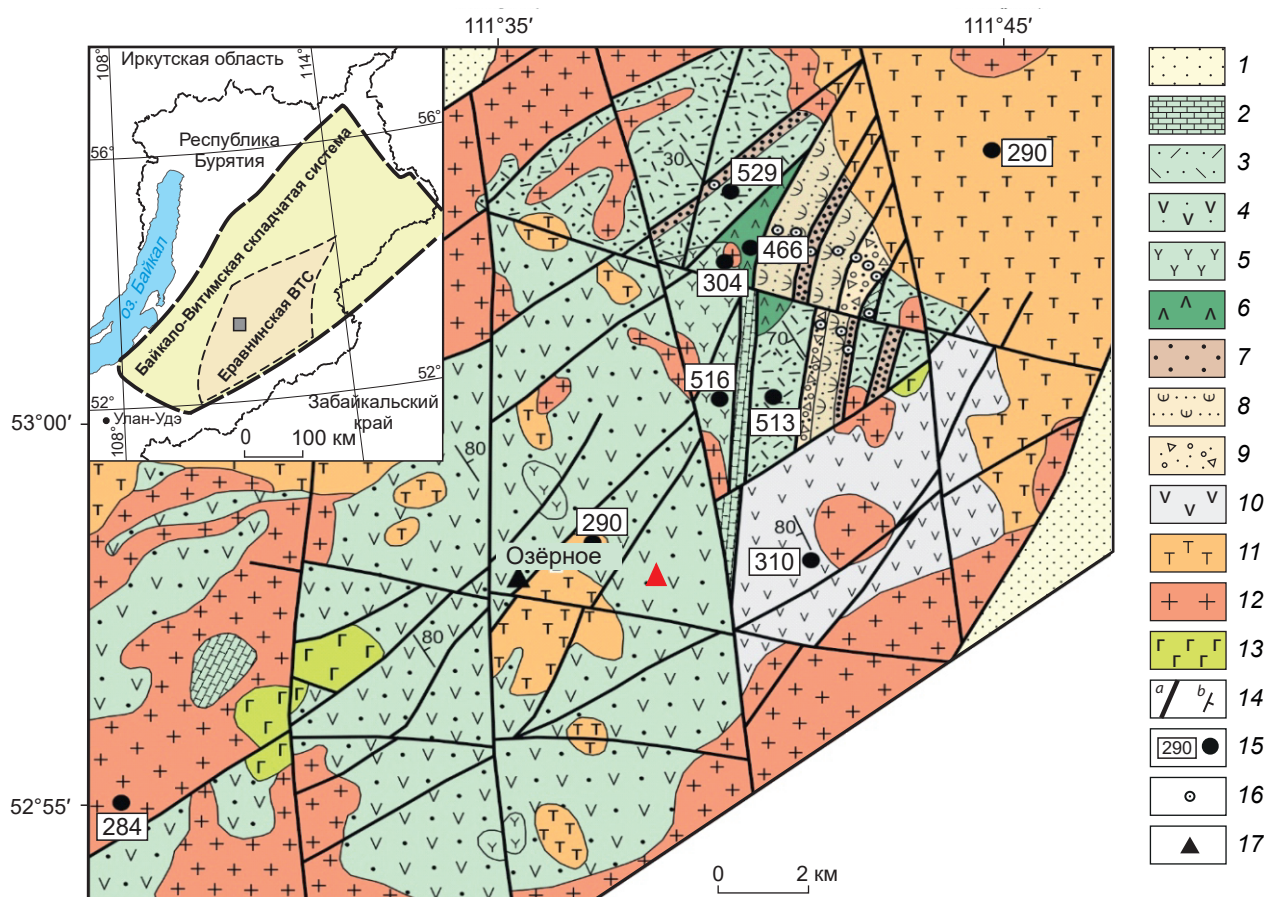


Рис. 2. Схема геологического строения Еравнинской вулкано-тектонической структуры (Озёрнинский рудный узел), по [5, 13, 14]:

1 – мезо-кайнозойские отложения впадин; 2–4 – островодужный комплекс – олдындинская свита (C_1-O_2ol): 2 – терригенно-карбонатная толща, 3 – риолитовая толща, 4 – андезит-дацитовая толща; 5 – олдындинский субвулканический комплекс (πC_1ol); 6 – андезитовая толща (O_2); 7–10 – комплекс верхнепалеозойских отложений: 7 – озёрнинская карбонатно-терригенная толща ($S_2?-D_3f$), 8 – кыджимитская терригенно-туфогенная толща (D_3fm-C_1t), 9 – ульзутуйская туфогенно-карбонатно-терригенная толща (C_1v-s), 10 – сурхобтинская андезитобазальтовая толща (C_{2-3}); 11–13 – магматические комплексы верхнего палеозоя: 11 – вулканогенный игнимбрит-риолитовый комплекс, 12 – граносиенитовый комплекс, 13 – габброидный комплекс; 14 – разрывные нарушения (a), элементы залегания слоистости (b); 15 – места отбора проб из магматических пород и их U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст (млн лет); 16 – места находок фауны и флоры; 17 – местоположение опорной скважины № 32; красным треугольником указано расположение Южно-Магнетитового месторождения

Fig. 2. Schematic geological map of the Eravninskaya volcano-tectonic structure (Ozerninsky ore cluster), modified after [5, 13, 14]:

1 – Meso-Cenozoic sediments of depressions; 2–4 – island arc complex – Oldynda Formation (C_1-O_2ol): 2 – terrigenous-carbonate sequence, 3 – rhyolite sequence, 4 – andesite-dacite sequence; 5 – Oldynda subvolcanic complex (πC_1ol); 6 – andesite sequence (O_2); 7–10 – Upper Paleozoic sediment complex: 7 – Ozerninskaya carbonate-terrigenous sequence ($S_2?-D_3f$), 8 – Kicimitskaya terrigenous-tuffogenic sequence (D_3fm-C_1t), 9 – Ulzutui tuffogenic-carbonate-terrigenous sequence (C_1v-s), 10 – Surkhehta andesite-basalt sequence (C_{2-3}); 11–13 – Late Paleozoic magmatic complexes: 11 – igneous ignimbrite rhyolite complex, 12 – granosyenite complex, 13 – gabbroid complex; 14 – faults (a), bedding attitudes (b); 15 – U-Pb and Ar-Ar isotopic ages (million years) of igneous rocks and their sampling sites; 16 – sites of the fauna and flora finds; 17 – location of the reference well No. 32; the red triangle indicates location of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit

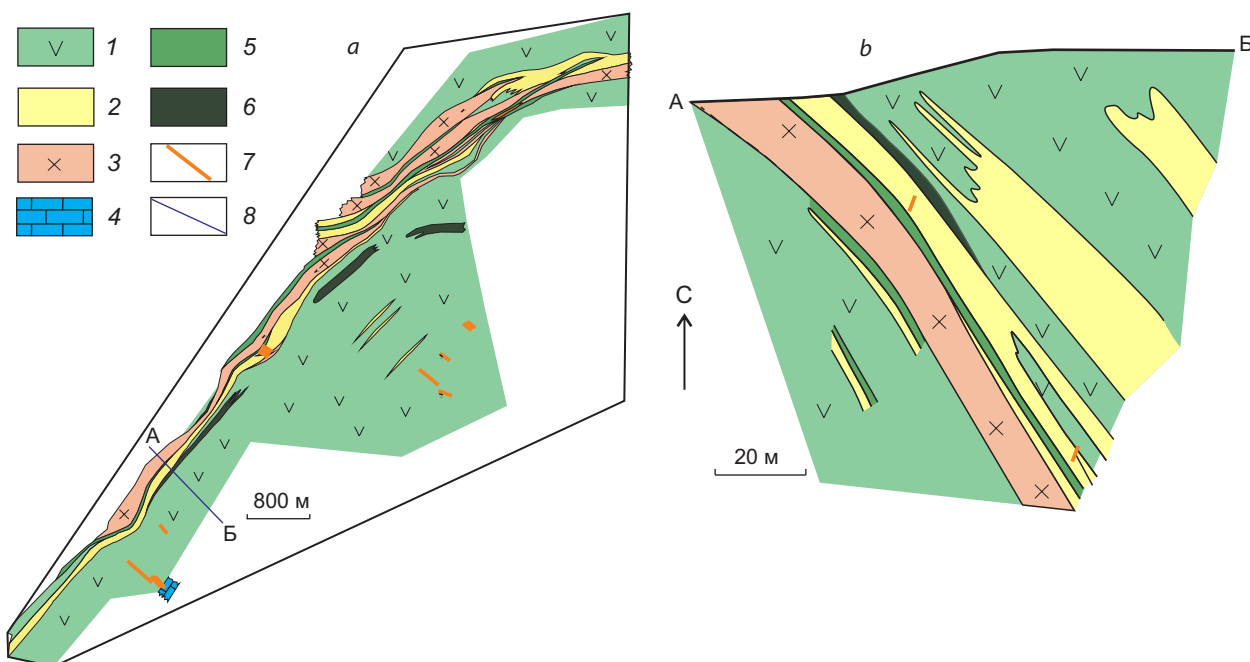


Рис. 3. Схема геологического строения участка «Южно-Магнетитовый» (*a* – план, *b* – разрез по линии А-Б), по неопубликованным материалам геологического отчёта (Полетаев и др., 2012; с дополнениями):

1 – вулканогенно-осадочный комплекс олдындинской свиты (туфы, туффиты); 2 – околорудные метасоматиты с зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации; 3 – дайки сиенит-порфиоров; 4 – известняки; 5 – дайки долеритовых порфириров; 6 – рудные тела пирит-гематит-магнетитового состава; 7 – кварц-сульфидные жилы; 8 – разрез по линии А-Б

Fig. 3. Schematic geological map of the Yuzhno-Magnetitovy site (*a* – plan, *b* – cross-section along line A-B), modified after Poletaev et al., 2012 (unpublished geological report):

1 – volcanosedimentary complex of the Oldynda Formation (tuffs, tuffites); 2 – wallrock metasomatites with zones of veinlet-disseminated sulfide mineralization; 3 – syenite porphyry dikes; 4 – limestones; 5 – dolerite porphyrite dikes; 6 – ore bodies of pyrite-hematite-magnetite composition; 7 – quartz-sulfide veins; 8 – cross-section along line A-B

тичным расположением столбчатых кристаллов плагиоклаза. В интерстициях наблюдаются зёрна клинопироксена. Чаще всего долериты подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям, о чём свидетельствует присутствие карбоната в межзерновом пространстве и размытые очертания плагиоклаза (рис. 5, *c*). Также в долеритах диагностируются редкие вкрапленники и миндалины кварц-карбонатного состава с редкими сульфидами (рис. 4, *d*). Мощность дайки долеритов достигает 2,5 м. На выветрелой поверхности долериты приобретают жёлтую окраску с коричневым оттенком.

На юго-восточном контакте туфопесчаников и туфоалевролитов с дайковыми телами

наблюдаются зоны метасоматических изменений – пропилитов и аргиллизитов.

Пропилиты сложены зёрнами калиевого полевого шпата неправильной формы с неровными краями и многочисленными вторичными изменениями, которые проявлены в виде серицитизации и сосюритизации (рис. 5, *d*). Кристаллы плагиоклаза имеют размытые очертания с редкими реликтами полисинтетических двойников. Минерал интенсивно замещается выделениями хлорита столбчатой, пластинчатой, но чаще неправильной формы размером от 10 мкм до 100 мкм и чешуйками серицита. Кварц диагностируется в виде кристаллов с извилистыми очертаниями размером от 50 до 500 мкм. Карбонат (кальцит)

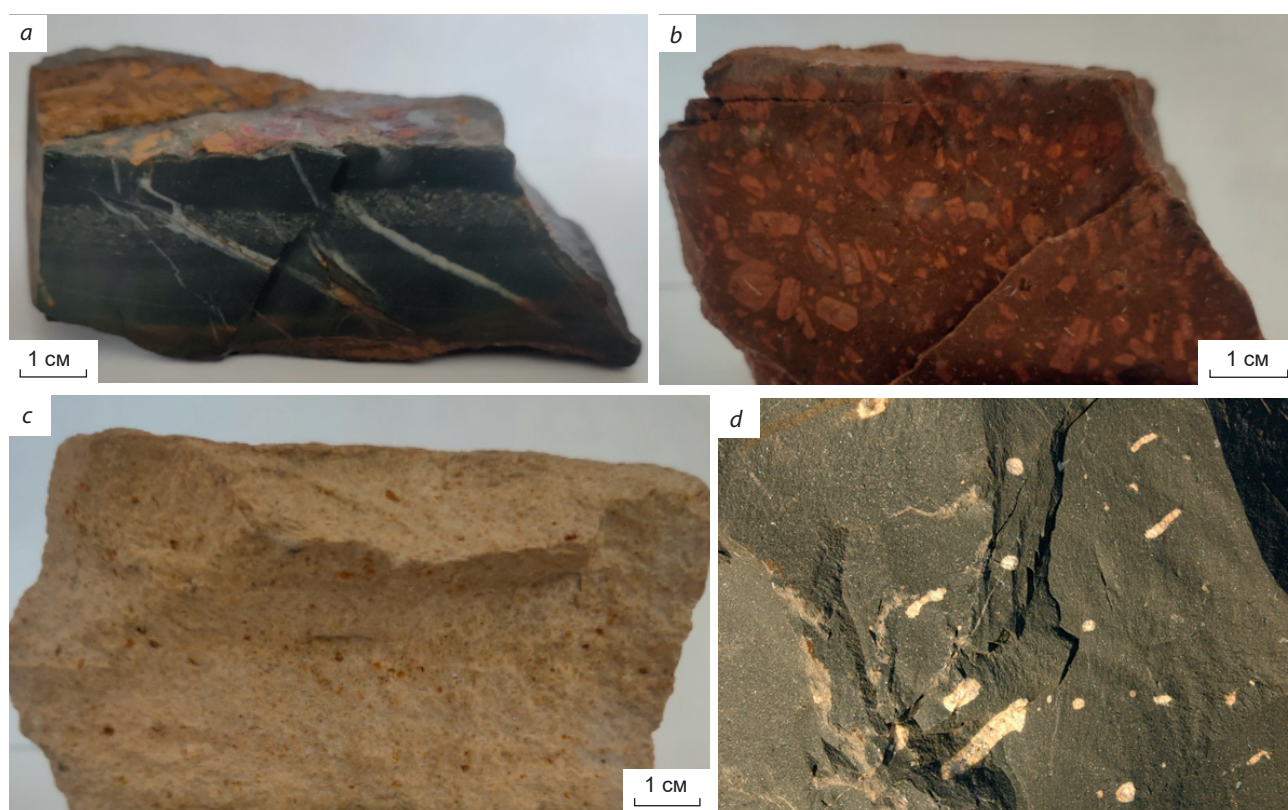


Рис. 4. Образцы вмещающих пород и околорудных метасоматитов Южно-Магнетитового месторождения:
a – полосчатый серовато-зелёный туфоалевролит олдындинской свиты; *b* – дайка сиенит-порфира с крупными вкрапленниками; *c* – плотный аргиллизит бежевой окраски; *d* – дайка долерита с крупными кварц-карбонатными миндалинами

Fig. 4. Samples of host rocks and wallrock metasomatites of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit:

a – banded grayish-green tuffaceous siltstone of the Oldynda Formation; *b* – syenite-porphyr dike with large phenocrysts; *c* – dense argillizite of beige color; *d* – dolerite dike with large quartz-carbonate amygdaloids

представлен выделениями ромбической формы размером до 350 мкм. Эпидот находится в ассоциации с кальцитом и диагностируется в виде округлых вытянутых и иногда угловатых зёрен размером до 30 мкм в поперечном сечении. Наблюдаются кристаллы рудных минералов игольчатой (предположительно гематит) и неправильной формы.

Аргиллизиты светло-бежевого цвета, плотные и чаще всего со слоистой текстурой (рис. 4, *c*), в своём составе содержат гранулированные зёрна кварца с зубчатыми границами, реликты полевых шпатов, которые подвержены интенсивным вторичным изменениям. Все обломки сцементированы глинистым материалом светло-коричневого цвета. Также наблюдаются

редкие выделения сульфидных минералов кубической, столбчатой, округлой формы и гидроокислы железа. Метасоматиты отнесены к аргиллизитам на основе макроскопического и микроскопического изучения пород.

Рудовмещающая зона дробления содержит обломки всех встречающихся на месторождении пород и кварца, которые сцементированы глинисто-песчаным цементом. Размерность обломков изменяется от дресвы до щебня. Обломки пород подвержены гидротермальным изменениям – окварцеванию, пропилитизации и аргиллизации. На отдельных участках диагностируются реликты кварцевых жил, выделяющиеся по повышенному содержанию обломков кварца с пиритом, гема-

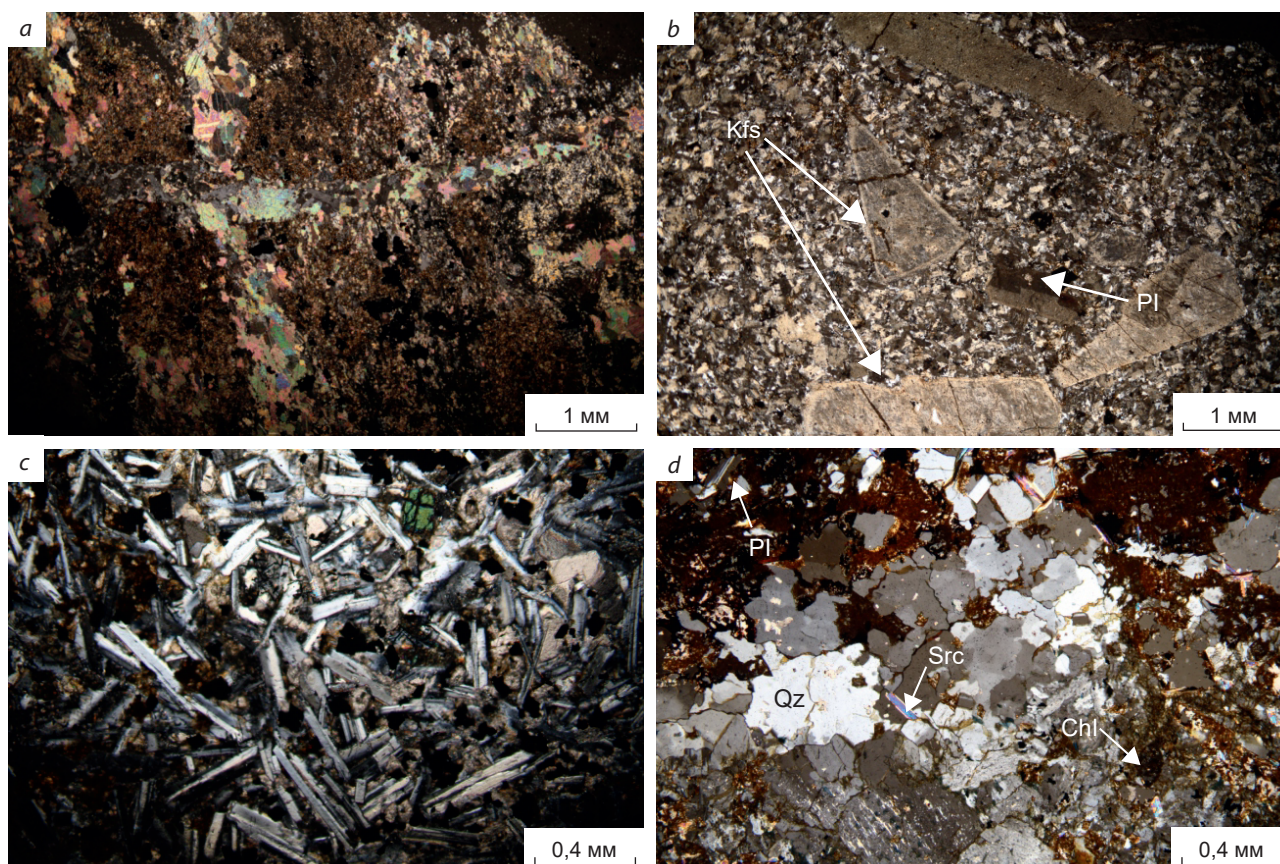


Рис. 5. Фотографии шлифов вмещающих пород и околорудных метасоматитов:

a – кварц-карбонатный прожилок в туфоалевролите; *b* – гидротермально изменённый сиенит-порфир с вкрапленниками щелочного полевого шпата и плагиоклаза; *c* – дайка долерита; *d* – образец типичного пропилита кварц-серицит-хлорит-плагиоклаз-КПШ состава

Fig. 5. Photographs of thin sections of the host rocks and wallrock metasomatites:

a – quartz-carbonate veinlet in tuffaceous siltstone; *b* – hydrothermally altered syenite porphyry with alkali feldspar and plagioclase phenocrysts; *c* – dike of dolerite; *d* – sample of typical propylite of quartz-sericite-chlorite-plagioclase-potassium feldspar composition

титом и гидроокислами железа. Максимальная мощность рудной зоны составляет 10,6 м.

Контакт рудной зоны с вмещающими породами достаточно чёткий и маркируется цветом. Непосредственно на контакте с дайками сиенит-порфиров наблюдается осветление и рассланцевание пород.

Нужно отметить, что скарны, а также характерные для них минералы (гранат, пироксен, амфибол и т. д.) на дневной поверхности в рудном поле Южно-Магнетитового месторождения в процессе экспедиционных работ не наблюдались. Однако, согласно геологическому отчёту Селенгинской экспедиции за

1990 год, на более глубоких горизонтах участка установлены маломощные (не более 15 м) линзопластообразные залежи скарнов, которые развиваются вдоль пластов известняков. Минеральный состав скарнов: эпидот, пироксен, волластонит, везувиан, гранат. Скарны сопровождаются вкрапленностью и гнездами пирита, гематита и магнетита.

К минерализованной зоне дробления прилежит тело сливных гематит-магнетитовых руд. Руды имеют серовато-чёрный цвет с вишнёвым оттенком на поверхности и пронизаны тонкими прожилками карбонатного состава.

Табл. 1. Химический состав интрузивных образований

Table 1. Chemical composition of intrusive formations

	Сиенит-порфир (n = 1)	Долеритовые порфириды (n = 1)
SiO ₂	67,50	45,30
TiO ₂	0,63	0,68
Al ₂ O ₃	15,40	16,70
Fe ₂ O ₃	2,74	3,59
FeO	0,42	5,48
MnO	0,11	0,51
MgO	0,27	3,41
CaO	1,18	8,06
Na ₂ O	5,04	2,08
K ₂ O	4,43	2,91
P ₂ O	0,17	<0,10
CO ₂	1,32	6,82
S	<0,10	<0,10
F	0,03	0,05
Fe ₂ O ₃ (общ.)	3,01	9,67
Σ	99,26	99,63

Примечание. Содержание петрогенных оксидов определено методом силикатного анализа в Центре коллективного пользования «Геоспектр» Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН.

Наиболее мощная кварцевая жила с пирит-халькопиритовой минерализацией установлена на контакте вулканогенно-осадочных пород с дайками. Средняя мощность этой жилы составляет около 3 м. Кроме того, в пределах участка присутствуют пологопадающие, субсогласно залегающие со вмещающими породами кварцевые жилы северо-восточного простирания.

Минеральный состав руд Южно-Магнетитового месторождения

В пределах месторождения были установлены несколько разновидностей рудных образований:

1. Гематит-магнетитовые руды (рис. 6).
2. Зоны метасоматических изменений с жильно-прожилковой сульфидно-кварцевой минерализацией.
3. Кварцевые жилы с сульфидной минерализацией.



Рис. 6. Зона контакта долеритовых порфиритов с гематит-магнетитовым рудным телом

Fig. 6. Contact zone of dolerite porphyrites with a hematite-magnetite orebody

Гематит-магнетитовые руды слагают небольшие по протяжённости (первые сотни метров) и маломощные (до 4 м) линзообразные тела сплошных и вкрапленных руд с серовато-чёрной окраской, развитые преимущественно в приконтактных частях даек долеритов. На поверхности за счёт окисления руды приобретают вишнёвый цвет (рис. 6). Простирание рудных тел – северо-восточное, а падение – юго-восточное. Структура тонкозернистая с характерной массивной, полосчатой и вкрапленной текстурой (рис. 7, а). По трещинам рудных тел отмечается ржаво-бурая окраска окисления. Гематит-магнетитовые руды по трещинам замещаются маломощными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками.

Главными минералами гематит-магнетитовых руд являются магнетит, гематит, пирит. Среди редких и второстепенных минералов можно отметить барит (рис. 8).

Магнетит образует практически сплошной рудный агрегат (рис. 8, а, с), который сложен зёрнами округлой, линзовидной, столбчатой, каплевидной, треугольной и неправильной формы размером от первых мкм до 70 мкм в поперечном сечении. По краям и трещинам минерал замещается прожилковидными и каёмчатыми выделениями гематита (рис. 8, а). Поверхность минерала неровная, сильно пористая, с многочисленными микро-

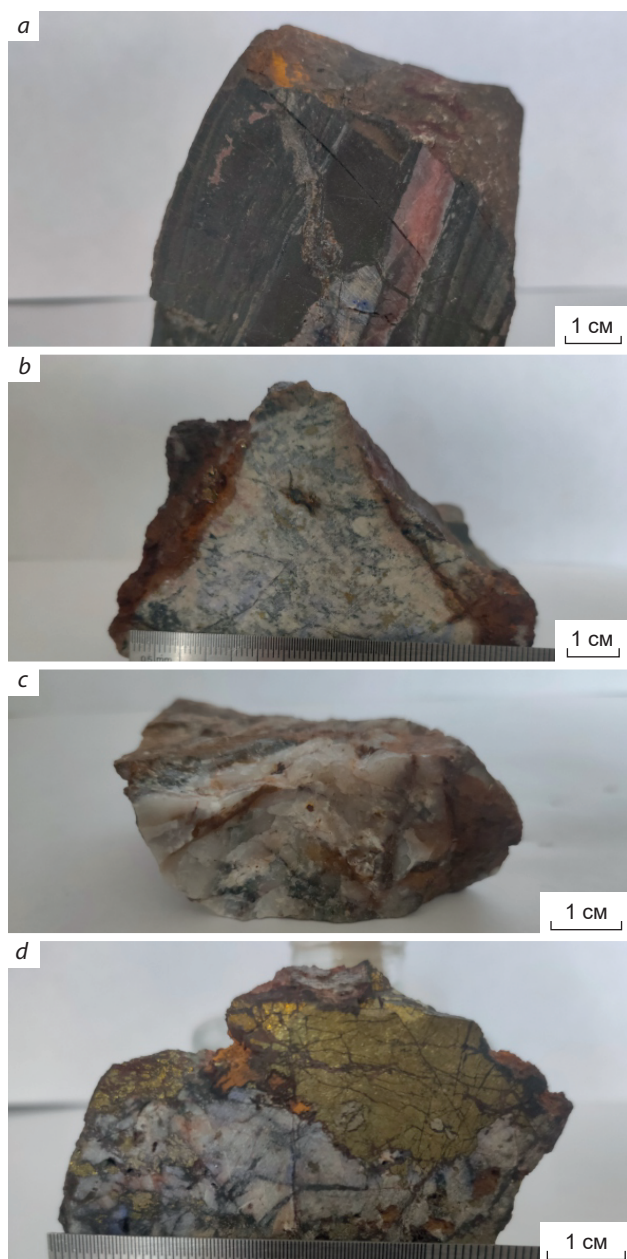


Рис. 7. Типы руд Южно-Магнетитового месторождения: *a* – образец полосчатой руды из гематит-магнетитового рудного тела; *b* – прожилково-вкрапленная сульфидно-кварцевая руда; *c* – кварц с редкой сульфидной минерализацией; *d* – золото-сульфидно-карбонат-кварцевая руда

Fig. 7. Types of ores of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit: *a* – sample of banded ore from a hematite-magnetite orebody; *b* – veinlet-disseminated sulfide-quartz ore; *c* – quartz with rare sulfide mineralization; *d* – gold-sulfide-carbonate-quartz ore

дефектами, в которых диагностируются редкие выделения барита.

В качестве типоморфных особенностей, которые позволяют судить об условиях образования магнетитов, рассматриваются содержания элементов-примесей магнетита по результатам LA-ICP-MS анализа. В ходе работы было проанализировано восемь зёрен магнетита. Результаты исследований отражены на дискриминационных диаграммах [23, 26]. На диаграмме взаимоотношений суммы $Ca + Al + Mn$ к сумме $Ti + V$ (рис. 9, *a*) видно, что точки магнетитов попадают в одно компактное поле, значения которого характерны для месторождений скарнового генезиса. В поле скарновых месторождений точки составов магнетитов попадают и на другой диаграмме (рис. 9, *b*), в основе которой лежит взаимоотношение сумм $Al + Mn$ и $Ti + V$.

Ещё одним важнейшим генетическим индикатором для магнетита является его Co/Ni отношение (табл. 2) [22].

Так, для магнетитов скарновой природы характерны значения $Co/Ni > 1$, тогда как большинство магматических и метаморфогенных магнетитов отличаются преобладанием Ni в составе. Значения отношения Co/Ni в магнетитах Южно-Магнетитового месторождения варьируют в пределах 5–13, что подтверждает возможность образования магнетита в связи с процессами скарнирования.

Гематит отмечается в виде выделений игольчатой, столбчатой, округлой, линзовидной и неправильной формы размером от 5 мкм до 90 мкм. Кроме того, гематит образует прожилковидные и каёмчатые выделения, которые по краям и трещинам замещают зёрна магнетита (рис. 8, *a*).

Пирит первой генерации (пирит-1) отмечается в виде зёрен пентагондодекаэдрической формы со сглаженными краями. В краевых частях и по трещинам замещается каёмчатыми и прожилковидными выделениями гидроокислов железа (рис. 8, *b*).

Барит образует в магнетите округлые включения размером не более 10 мкм. Кроме того, диагностируются выделения неправильной формы с извилистыми очертаниями в кварце

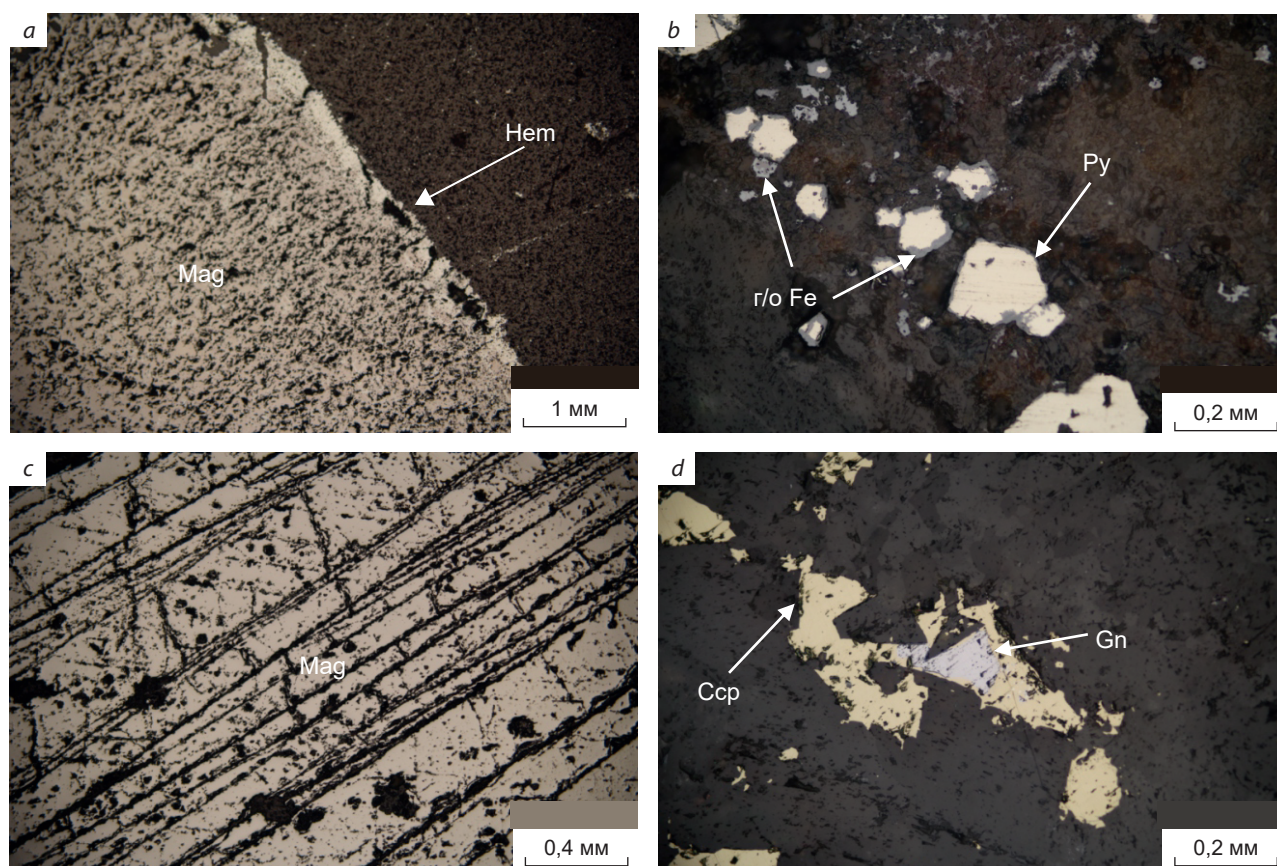


Рис. 8. Минеральный состав руд Южно-Магнетитового месторождения:

a – сплошной магнетитовый агрегат (Mag) интенсивно замещается выделениями гематита (Hem); *b* – по краям зёрен пирита (Py) первой генерации развиваются каёмчатые выделения гематита; *c* – сплошной магнетитовый агрегат; *d* – включения галенита (Gn) в халькопирите (Ccp)

Fig. 8. Mineral composition of ores of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit:

a – a continuous magnetite aggregate (Mag) is intensively replaced by hematite (Hem) segregations; *b* – bordered hematite segregations develop along the edges of first-generation pyrite (Py) grains; *c* – a continuous magnetite aggregate; *d* – galena (Gn) inclusions in chalcopyrite (Ccp)

размером до 35 мкм по длинной оси. В редких случаях встречаются столбчатые выделения барита длиной до 150–180 мкм при максимальной мощности около 30 мкм, которые находятся в тесной минеральной ассоциации с гидроокислами железа.

Среди нерудных минералов наблюдаются кварц, карбонат, а также акцессорные минералы – апатит и монацит.

Кварц первой генерации (кварц-1) и карбонат первой генерации (карбонат-1; предположительно кальцит) слагают кристаллы неправильной и угловатой формы, которые заполняют пространство между зёрнами магнетита.

Монацит образует единичные включения круглой формы размером около 10–15 мкм. Минерал приурочен к игольчатым агрегатам гематита.

Апатит представлен зёрнами неправильной формы с неровной и трещиноватой поверхностью, которые замещаются столбчатыми выделениями мусковита. Находится в тесной ассоциации с магнетитом. Размер минерала достигает 200 мкм по длинной оси.

Главными рудными минералами зон метасоматических изменений с прожилково-вкрапленной сульфидно-кварцевой минерализацией являются пирит-2 и халькопирит. Ко

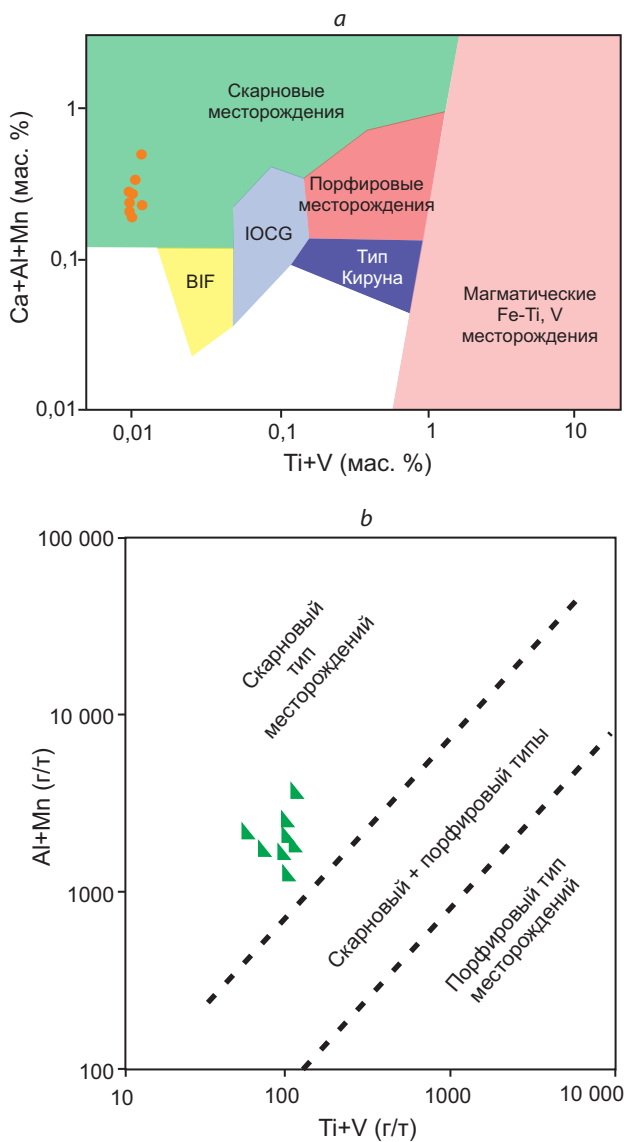


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы условий образования магнетита первой генерации (магнетит-1) (на основе LA-ICP-MS анализа):

a: BIF – месторождения полосчатых железных руд; IOCG – окисленные железо-медно-золотые месторождения, Kiruna – тип апатит-магнетитовых месторождений [23]; *b* – диаграмма элементно-примесных отношений для скарных и порфировых систем [26]

Fig. 9. Discrimination diagrams of formation conditions of the first-generation magnetite (magnetite-1) (based on LA-ICP-MS analysis):

a: Banded Iron Formation ore deposits; IOCG – iron oxide-copper-gold deposits, Kiruna – the apatite-magnetite deposit type [23]; *b* – diagram of the impurity elements ratios for skarn and porphyry systems [26]

Табл. 2. Элементно-примесный состав магнетита по результатам LA-ICP-MS анализа

Table 2. Impurity-elements composition of magnetite, based on the LA-ICP-MS analysis results

Значение	Ca, ppm	Al, ppm	Mn, ppm	Ti, ppm
Мин.	794,69	1554,16	137,96	32,48
Макс.	1704,45	5445,58	524,98	92,26
Сред.	1263,04	3338,55	385,01	64,27
Значение	V, ppm	Co, ppm	Ni, ppm	Co/Ni
Мин.	45,94	42,46	3,05	5,31
Макс.	62,30	49,39	9,29	13,88
Сред.	54,43	45,13	6,45	7,70

второстепенным минералам относятся арсенопирит, глаукоdot и аллоклазит (рис 10).

Пирит второй генерации (пирит-2) представлен гипидиоморфными зёрнами округлой, кубической, треугольной, угловатой, округлой, столбчатой, гексагональной, но чаще всего неправильной формы со сглаженными краями, которые кристаллизовались в пентагондодикаэдрической сингонии. Размер кристаллов в среднем варьирует от 5 мкм до 70 мкм по длинной оси, хотя встречаются и более крупные выделения размером до 650 мкм. По трещинам и краям минерал замещается ксеноморфными выделениями халькопирита и гидроокислами железа.

Халькопирит наблюдается в виде выделений неправильной формы с зубчатыми краями, которые приурочены к краевым частям зёрен магнетита и пирита-2. Поверхность минерала неровная, с многочисленными бороздами и микротрещинами, по которым отлагаются гидроокислы железа.

Арсенопирит встречается в виде кристаллов с призматической формой, которые приурочены к сидериту. Размер зёрен не более 20–25 мкм.

Аллоклазит $(Co,Fe)_{1,02}As_{0,93}S_{1,05}$ отмечается в виде единичных выделений неправильной формы с извилистыми очертаниями, которые находятся в ассоциации с гематитом (рис. 11,



b). Размер выделений не превышает 5 мкм в поперечном сечении.

Глаукодом $(\text{Co,Fe})_{0,94}\text{As}_{0,8}\text{S}_{1,25}$ встречается в единичных случаях, образуя каёмчатые выделения, которые опоясывают краевые части зёрен пирита второй генерации (рис. 11, c).

Нерудные минералы. *Эпидот* образует редкие выделения округлой, неправильной или вытянутой формы со сглаженными краями, размером около 30 мкм по длинной оси. Находится в тесной ассоциации с серицитом (мусковит) и карбонатом (кальцит).

Мусковит представлен агрегатами чешуйчатой, пластинчатой, вытянутой, округлой, нитевидной и неправильной формы. Длина выделений может достигать 300 мкм при минимальной мощности около 5 мкм. Встречается совместно с карбонатом (кальцитом), эпидотом и кварцем-1.

Кварцевые жилы и прожилки с сульфидной минерализацией диагностируются во всех вмещающих комплексах на месторождении, а также занимают секущее положение в гематит-магнетитовых рудных телах. Мощность кварцевых жил и прожилков варьирует от нескольких см до более 3 м.

К числу главных рудных минералов в кварц-сульфидных кварцевых жилах относятся пирит (пирит-3) и халькопирит. Второстепенные минералы – барит, борнит, галенит и сфалерит. Редкие минералы – пирротин, гессит, тетрадимит, самородный теллур, штюцит, айкинит, висмутин, эмпрессит, шапбахит, лёллинит, лузонит, теннантит, виттихенит, а также ряд Ag-Bi-Te минеральных форм, размер которых не позволяет определить точное название минерала. Среди вторичных минералов отмечаются куприт, ковеллин, самородная медь, идаит и различные гидроокислы Fe и Cu.

Пирит-3 развит в составе кварцевых жил и прожилков, слагает зёрна гипидиоморфной, округлой и неправильной формы, иногда с изъеденными краями.

Халькопирит образует ксеноморфные выделения угловатой, каплевидной, округлой, но чаще всего неправильной формы (рис. 8, d) с извилистыми краями, размером от 15 мкм до нескольких мм. По краям и трещинам за-

мещается прожилковидными и каёмчатыми выделениями куприта, гидроокислов железа и самородной меди. В микродефектах и трещинах на поверхности минерала отлагаются выделения барита и включения самородного теллура, гессита, эмпрессита, а также ряд минеральных форм Au-Bi-Ag-Te состава, которым по результатам электронной микроскопии не удалось дать название. Также халькопирит наблюдается в виде эмульсионных вкраплённых в сфалерите (структура распада) и образует столбчатые выделения (продукт распада твёрдого раствора) в борните (рис. 10, c). Краевые части халькопирита довольно часто обрастают агрегатами ковеллина.

Барит представлен редкими зёрнами округлой, каплевидной, линзовидной, ромбической и неправильной формы с извилистыми краями размером от 5 мкм до 50 мкм в поперечном сечении, которые концентрируются по краям и трещинам в кварце, доломите, халькопирите и борните (рис. 10, b). Кроме того, по трещинам в халькопирите наблюдаются нитевидные выделения барита длиной до 130 мкм при мощности не более 5 мкм (рис. 10, a).

Борнит сложен выделениями округлой и неправильной формы размером от 15 до 60 мкм. Данный минерал совместно с халькопиритом образует решётчатые структуры распада (рис. 10, c). В трещинах минерала диагностируются единичные округлые включения барита и самородного теллура. В единичных случаях агрегаты борнит-халькопиритового состава замещаются выделениями виттихенита (рис. 13, d).

Галенит образует редкие включения округлой, линзовидной, овалообразной и угловатой формы в халькопирите и пирите (рис. 8, d; рис. 10, d). Размер включений не превышает 15 мкм.

Сфалерит представлен редкими зёрнами округлой формы размером от 5 мкм до 20 мкм, которые отлагаются в халькопирите (рис. 10, d), кварце, доломите и пирите второй генерации. В минерале отмечается эмульсионная вкраплённость халькопирита (структура распада).

Самородный теллур образует небольшие выделения округлой, грибообразной и каплевидной формы в халькопирите (рис. 12, c). Раз-

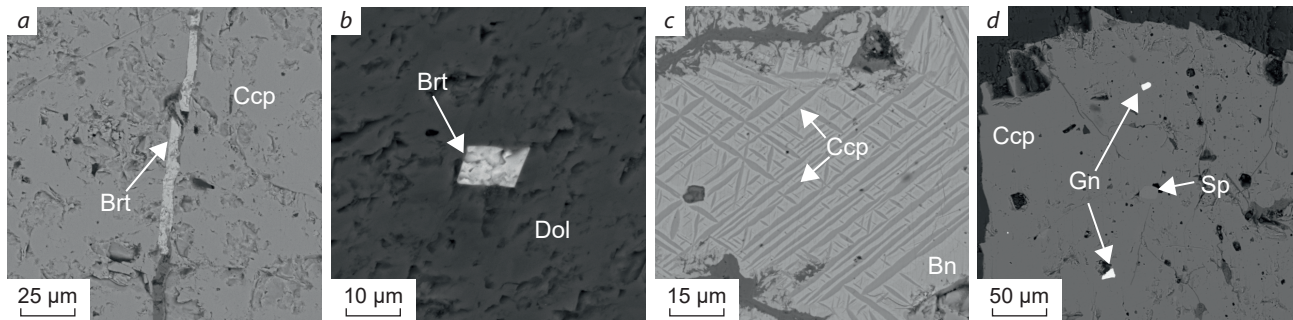


Рис. 10. Минеральный состав руд Южно-Магнетитового месторождения:

a – прожилковидное выделение барита (Brt) по трещине халькопирита (Ccp); *b* – включение барита в доломите (Dol); *c* – пластинчатые и решетчатые структуры распада твёрдого раствора халькопирит – борнит (Bn); *d* – включения галенита (Gn) и сфалерита (Sp) в халькопирите

Fig. 10. Mineral composition of ores of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit:

a – stringer-like barite (Brt) segregation along a fracture in chalcopyrite (Ccp); *b* – barite inclusion in dolomite (Dol); *c* – lamellar and lattice structures of decomposition of the chalcopyrite – bornite (Bn) solid solution; *d* – galena (Gn) and sphalerite (Sp) inclusions in chalcopyrite

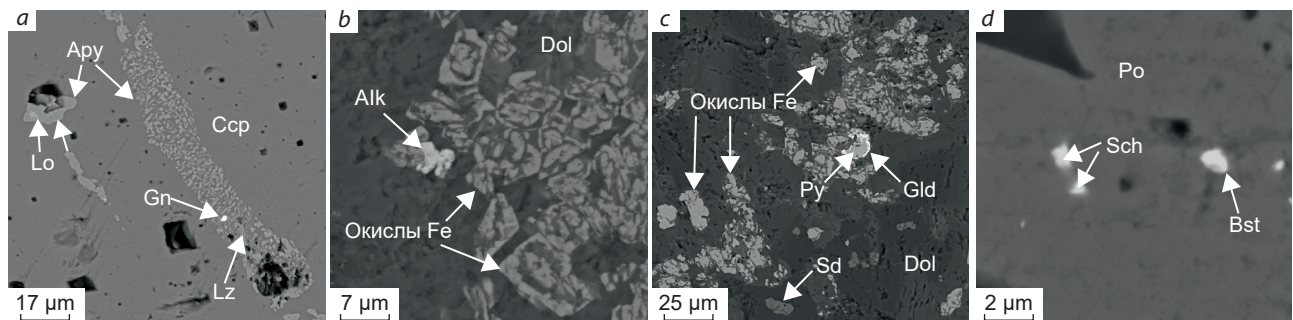


Рис. 11. Минеральный состав руд Южно-Магнетитового месторождения:

a – скелетное зерно арсенопирита (Apy), который замещается халькопиритом (Ccp), лёллингитом (Lo) и лузонитом (Lz); *b* – аллоклазит (Alk) в ассоциации с гематитом; *c* – зерно пирита (Py), обрастаемое оторочкой глаукодота (Gld); *d* – включения шапбахита (Sch) и висмутинита (Bst) в пирротине (Po)

Fig. 11. Mineral composition of ores of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit:

a – skeletal grain of arsenopyrite (Apy) partially replaced by chalcopyrite (Ccp), loellingite (Lo), and luzonite (Lz); *b* – alloclasite (Alk) in association with hematite; *c* – pyrite grain (Py) overgrown with a rim of glaucodot (Gld); *d* – inclusions of shapbachite (Sch) and bismuthinite (Bst) in pyrrhotite (Po)

мер зёрен варьирует от 3 мкм до 7 мкм в поперечном сечении.

Штютцит (Ag_7Te_4) отмечается в виде единичных зёрен округлой формы, которые отлагаются в сидерите. Размер минерала не превышает первые мкм (рис. 12, *c*).

Айкинит ($Pb_{0,95}Cu_{1,32}Bi_{0,05}S_{3,67}$) представлен выделениями неправильной формы с извилистыми очертаниями, размером до 5 мкм, которые концентрируются в трещинах пирита второй генерации и в халькопирите (рис. 12, *d*).

Висмутин (Bi_2S_3) и *шапбахит* ($Ag_{0,5}Pb_0Bi_{0,2}S_{1,26}$) наблюдаются в виде единичных округлых включений размером не более нескольких мкм, которые отлагаются в пирротине и пирите (рис. 11, *d*; рис. 13, *b*).

Эмпрессит ($Ag_{1,1}Te_{0,88}$) образует зёрна неправильной формы со сглаженными углами, которые концентрируются по трещинам в пирите (рис. 13, *a*). Размер минерала около 5 мкм.

Лёллингит ($Fe_{1,16}As_{1,84}$), *лузонит* ($Cu_{2,75}As_{1,2}S_{4,04}$) представлены единичными выделения-

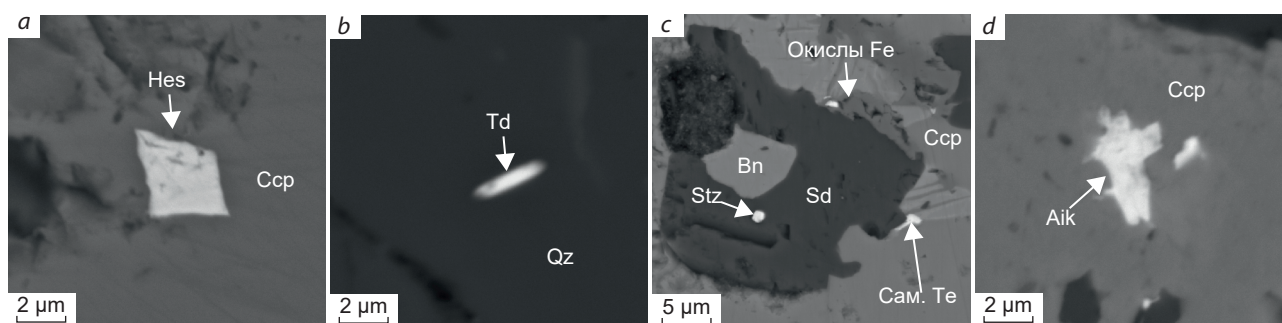


Рис. 12. Минеральный состав руд Южно-Магнетитового месторождения:

a – включение гессита (Hes) в халькопирите (Ccp); *b* – включение тетрадимита (Td) в кварце (Qz); *c* – округлое включение штютцита (Stz) в сидерите (Sd), выделение самородного Te в халькопирите; *d* – выделение айкинита (Aik) неправильной формы в халькопирите

Fig. 12. Mineral composition of ores of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit:

a – hessite (Hes) inclusion in chalcopyrite (Ccp); *b* – tetradymite (Td) inclusion in quartz (Qz); *c* – rounded stützite (Stz) inclusion in siderite (Sd), native Te segregation in chalcopyrite; *d* – irregularly shaped aikinite (Aik) segregation in chalcopyrite

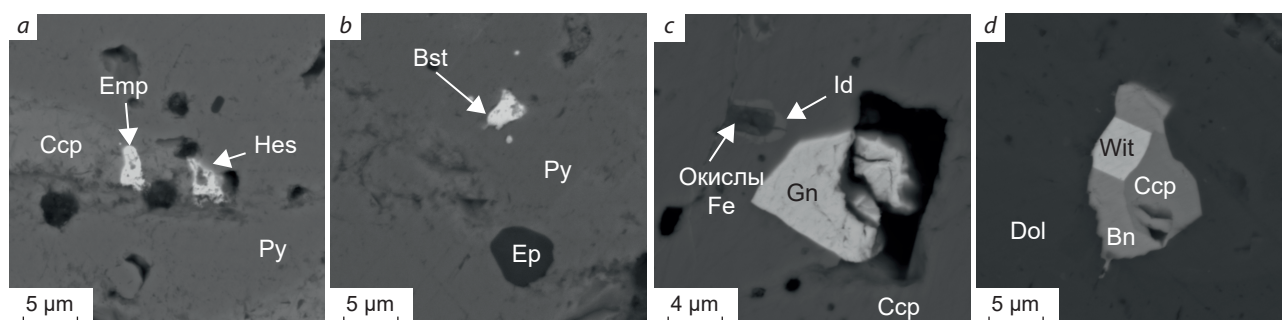


Рис. 13. Минеральный состав руд Южно-Магнетитового месторождения:

a – включения эмпрессита (Emp) и гессита (Hes) в халькопиритовом (Ccp) прожилке, который развивается по трещине в пирите (Py); *b* – выделение висмутинита (Bst) и эпидота (Ep) в пирите; *c* – оторочка идаита (Id), развивающаяся по краям гидроокислов железа; *d* – единый минеральный сросток халькопирита, борнита (Bn) и виттихенита (Wit) в доломите (Dol)

Fig. 13. Mineral composition of ores of the Yuzhno-Magnetitovoye deposit:

a – empressite (Emp) and hessite (Hes) inclusions in a chalcopyrite (Ccp) stringer along a fracture in pyrite (Py); *b* – bismuthinite (Bst) and epidote segregation in pyrite; *c* – idaite (Id) rim along the edges of iron hydroxide (Окислы Fe) segregations; *d* – mineral intergrowth of chalcopyrite, bornite (Bn) and wittichenite (Wit) in dolomite (Dol)

ми неправильной формы, которые приурочены к арсенипириту (рис. 11, а).

Виттихенит ($\text{Cu}_{2,98}\text{Bi}_{0,98}\text{S}_{3,04}$) не образует самостоятельных зёрен и выделений. Наблюдается лишь в составе единых минеральных сростков совместно с халькопиритом и борнитом (рис. 13, d). Размер минеральных агрегатов составляет 15–17 мкм.

Гипергенные минералы. *Куприт* образует выделения округлой, линзовидной и непра-

вильной формы с неровными очертаниями, размер выделений может достигать 100 мкм по длинной оси. Минерал приурочен к трещинам выделений халькопирита.

Ковеллин наблюдается в виде оторочек и выделений округлой и неправильной формы, которые замещают халькопирит, концентрируясь по краям и трещинам минерала. Размер выделений варьирует от 10 мкм до 50 мкм. Также ковеллин в нерудной массе образует

самостоятельные зёрна неправильной формы размером до 30 мкм. В единичных случаях диагностируются сростки ковеллина и самородного золота.

Самородная медь отмечается в редких случаях, образуя выделения неправильной формы с рваными краями размером до 7 мкм. Находится в тесной ассоциации с гидроокислами железа.

Гидроокислы железа представлены выделениями нитевидной, прожилковидной, каёмчатой и неправильной формы, которые интенсивно замещают зёрна пирита и выделения халькопирита, отлагаясь по краям и трещинам минералов (рис. 11, с; рис. 12, с; рис. 13, б, с). Ассоциируют с другими вторичными минералами.

Идаит ($\text{Cu}_{5,4}\text{Fe}_{0,91}\text{S}_{5,64}$) отмечается в виде угловатых включений в халькопирите (рис. 13, с). Размер зёрен достигает 15 мкм. Согласно П. Рамдору [17], идаит всегда является продуктом разложения борнита и является первым признаком окисления.

Жильные минералы. *Кварц* в золото-сульфидно-кварц-карбонатных прожилках представлен несколькими генерациями. Кварц второй генерации (кварц-2) образует относительно крупные кристаллы размером до нескольких мм. Судя по всему, зёрна кварца-2 в результате катаклаза подверглись дроблению, что привело к деформации кристаллической структуры минерала и появлению неоднородного волнистого погасания. Кварц третьей генерации (кварц-3) отлагается в краевых перекристаллизованных областях кварца-2, образуя тонкозернистые мозаичные агрегаты (рис. 14).

Карбонат (сидерит, доломит, кальцит) так же, как и кварц, диагностируется в двух генерациях. Карбонат второй генерации (карбонат-2) наблюдается в виде разноразмерных зёрен с неровными и извилистыми, иногда угловатыми краями. Карбонат третьей генерации (карбонат-3) отмечается в виде перекристаллизованных прожилковидных агрегатов, которые концентрируются по зонам дробления в кварце-2 и карбонате-2. Кроме того, мелко- и тонкозернистые зёрна карбоната-3

концентрируются в краевых частях зёрен кварца-2 и карбоната-2. Иногда карбонат-3 наблюдается в составе тонкоперетёртого материала, который отлагается в межзерновом пространстве кварца-2 и карбоната-2.

Химический состав рудных минералов представлен в таблице 3.

Минералы золота. Самородное золото на Южно-Магнетитовом месторождении по морфологии относится к неправильному (подчинённые формы заполняемых золотом полостей) морфологическому типу [15]. Размер выделений варьирует от первых мкм до 20 мкм по длинной оси. Каплевидные, вытянутые, лепёшковидные, амёбообразные и другие формы свидетельствуют о метасоматическом росте кристаллов и об их кристаллизации совместно с другими рудными минералами. Минералы золота пространственно приурочены к выделениям пирита второй генерации (пирит-2) и находятся в ассоциации с халькопиритом и ковеллином (рис. 15, а, б).

Значения пробности золота на Южно-Магнетитовом месторождении колеблются в пределах от 723 до 797 ‰ (табл. 4), что отвечает относительно низкопробному самородному золоту. Отсутствие вариаций значения пробности самородного золота может свидетельствовать о том, что минералы золота на Южно-Магнетитовом месторождении отлагались в один этап и имеют единый источник.

Кроме самородного золота, на месторождении наблюдаются единичные неназванные минеральные формы с составом, соответствующим фазе Cu-Au-Ag, которые находятся в тесной ассоциации с гидроокислами железа (рис. 15, с). Выделения имеют неправильную форму с округлыми краями, а их размер не превышает 5 мкм в поперечном сечении. Соединение состава Au-Ag-S диагностируется в виде единичного серповидного включения в халькопирите (рис. 15, д). Размер включения около 4 мкм. Незначительный размер этих соединений не даёт возможности более точно определить химический состав и дать название этим минеральным видам. Предварительно их можно диагностировать как медистое золото и ютенбогаардит.

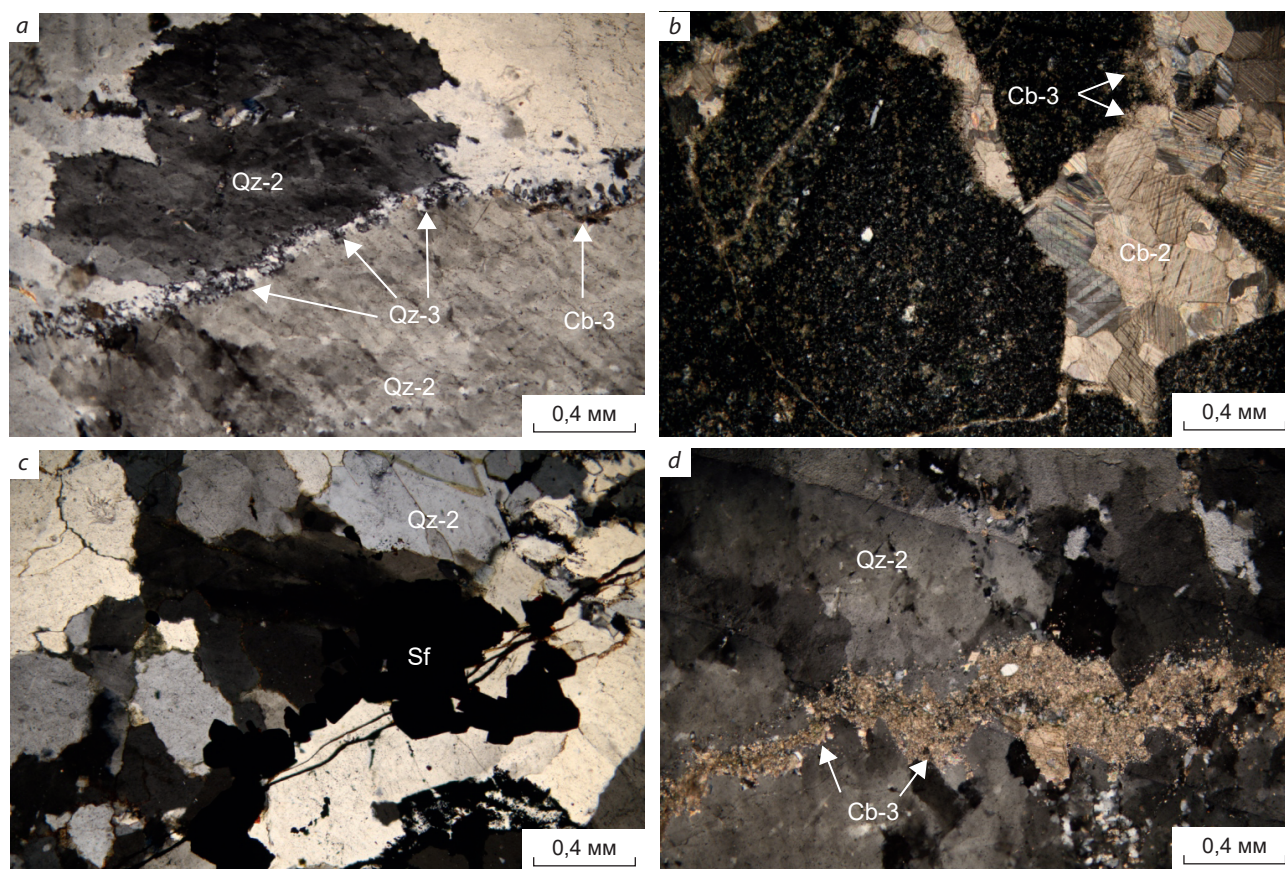


Рис. 14. Жильные минералы кварц-сульфидных жил и прожилков:

a – гранулированные зёрна кварца второй генерации (Qz-2) с частично перекристаллизованным мелкозернистым кварцем третьей генерации (Qz-3) и карбонатом третьей генерации (Cb-3) по границам зёрен; *b* – по краям разноразмерных, угловатых зёрен карбоната второй генерации (Cb-2) концентрируется тонкоперетёртый карбонатный материал (Cb-3); *c* – соотношение кварца (Qz-2) и сульфидных минералов (Sf); *d* – взаимоотношение среднезернистого кварцевого агрегата (Qz-2) и карбонатного агрегата (Cb-3)

Fig. 14. Gangue minerals of the quartz-sulfide veins and veinlets:

a – granulated grains of second-generation quartz (Qz-2) with partially recrystallized fine-grained third-generation quartz (Qz-3) and third-generation carbonate (Cb-3) along the grain boundaries; *b* – finely grinded carbonate material (Cb-3) is concentrated at the edges of different-sized, angular grains of second-generation carbonate (Cb-2); *c* – relationship between quartz (Qz-2) and sulfide minerals (Sf); *d* – relationship between medium-grained quartz aggregate (Qz-2) and carbonate aggregate (Cb-3)

Минеральные ассоциации руд

В ходе детального изучения минерального состава руд и вещественных характеристик вмещающих пород нами были выделены следующие рудные минеральные ассоциации: пирит-гематит-магнетитовая, сульфидно-карбонат-кварцевая и висмут-теллуридная, а также минеральная ассоциация зоны гипергенеза.

Пирит-гематит-магнетитовая ассоциация, связанная, по-видимому, с этапом скарно-

образования, характеризуется массовым отложением магнетита, который впоследствии подвергся процессу мартитизации, что привело к образованию гематита. Близодновременно с гематитом в небольших количествах отлагается барит. На этом же этапе формируются зёрна пирита первой генерации (пирит-1). На заключительной стадии скарнообразования появляются кварц и карбонат первых генераций (кварц-1 и карбонат-1), которые запол-

Табл. 3. Химический состав рудных минералов

Table 3. Chemical composition of ore minerals

Минерал	Сумма	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ag	Cd	Pb	Bi	Te	As	Se	S
Айкинит	99,83	9,26			14,64				34,39	19,97		1,07		20,50
Аллоклазит	100,24	6,04	30,11	1,40								42,30		20,40
Арсенопирит	100,19	35,87										43,52		20,80
Борнит	100,18	11,18			61,60									27,40
Висмутин	99,97				38,50					41,65				19,82
Галенит	100,21								86,96					13,25
Гессит	99,90						56,96				40,71			
Глаукодот	100,64	12,42	22,43	2,21								38,22		25,37
Идаит	99,90	8,85			59,85									31,21
Лёллингит	99,77	31,85										67,92		
Лузонит	99,43				37,47	6,44						19,70		28,16
Самородный Te	100,04										100,04			
Сфалерит	99,90	2,93				62,71		0,11						34,14
Шапбахит	100,22				0,94		27,77			19,62	32,31			19,59
Штюцит	99,39						99,39				39,36			
Эмпрессит	100,34						48,59			3,19	45,83		2,73	

Примечание. Химический состав минералов определялся с помощью растрового электронного микроскопа LEO-1430VP с системой энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350 в Центре коллективного пользования «Геоспектр» Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН (аналитик Е. В. Ходырева).

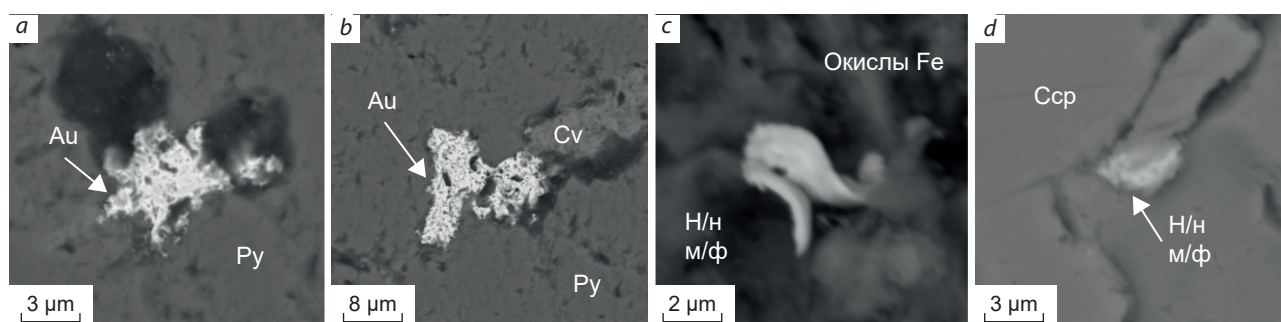


Рис. 15. Минеральные формы самородного золота:

a – выделение самородного золота (Au) в пирите (Py); *b* – сросток золота с ковеллином (Cv) в пирите; *c* – Cu-Au-Ag минеральная форма (H/n м/ф) в ассоциации с окислами Fe; *d* – включение Au-Ag-S минеральной формы (H/n м/ф) в халькопирите (Ccp)

Fig. 15. Mineral forms of native gold:

a – native gold (Au) segregation in pyrite (Py); *b* – gold intergrowth with covellite (Cv) in pyrite; *c* – Cu-Au-Ag mineral form (H/n m/f) in association with iron oxides (Окислы Fe); *d* – Au-Ag-S mineral form (H/n m/f) in chalcopyrite (Ccp)



Табл. 4. Состав самородного золота с Южно-Магнетитового месторождения

Table 4. Composition of native gold from the Yuzhno-Magnetitovoye deposit

№ п/п	Au (мас. %)	Ag (мас. %)
1	72,59	27,81
2	76,99	23,92
3	78,47	21,96
4	78,64	21,64
5	78,99	21,40
6	79,01	21,17
7	78,35	20,86
8	79,52	20,92
9	79,68	20,57
10	79,65	20,54
11	79,67	20,24

няют пространство между зёрнами магнетита-1.

Пирит-халькопирит-арсенопиритовая минеральная ассоциация является продуктом начальной стадии гидротермально-метасоматического этапа, которая сопровождается образованием пропилитов. Близодновременно с основными минеральными компонентами пропилитов (альбит, эпидот, хлорит, серицит) происходит массовое отложение пирита второй генерации (пирит-2), а также в небольших количествах отлагается халькопирит. Кроме того, на данной стадии образуется арсенопирит, слагающий угловатые зёрна в карбонате. С арсенопиритом ассоциируют другие соединения мышьяка, в частности его кобальтовые разновидности глаукоцит и аллоклазит, образующие непрерывный изоморфный ряд.

Сульфидно-карбонат-кварцевая ассоциация начинается с массового отложения кварца второй генерации (кварц-2) и карбоната второй генерации (карбонат-2). По зонам дробления в кварце-2 и карбонате-2 происходит отложение более поздних кварца третьей генерации (кварц-3) и карбоната третьей генерации (карбонат-3). Также близодновременно с карбонатом и кварцем начинают образовываться сульфидные минералы. Халькопирит и борнит очень часто находятся в сростании друг с другом, а пластинки халькопирита в виде табли-

чек и линз (распад твёрдого раствора) свидетельствуют об одновременном образовании данных минералов. Сфалерит содержит вкрапленность халькопирита (распад твёрдого раствора), что также может свидетельствовать об их синхронном отложении. Галенит отлагается значительно позже в трещинах и дефектах на поверхности халькопирита. Барит заполняет трещины и микродефекты в халькопирите и борните, что позволяет считать его более поздним минералом. На данном этапе также диагностируются поздние арсениды: лёллингит и лузонит, а также теннантит. С этой же минеральной ассоциацией связана кристаллизация самородного золота, которое отлагается в зёрнах пирита-2 и наблюдается в сростках с халькопиритом.

Висмут-теллуридная ассоциация наложена на более ранние и высокотемпературные минеральные парагенезисы. Рудные минералы представлены сульфотеллуридами (тетрадимит), сульфосолями Cu и Bi (виттихенит), теллуридами Ag (гессит, штютцит, эмпрессит), сульфовисмутитами (шапбахит, айкинит), а также висмутином, самородным теллуром и несколькими Te-Bi-содержащими минеральными фазами, точно диагностировать которые не удалось из-за их мелких размеров. Минералы висмут-теллуридной ассоциации пространственно приурочены к трещинам, порам и микродефектам в кварце-2, карбонате-2, пирите-2, халькопирите и пирротине.

Условия рудообразования

Оценка температур рудообразования. Температурные условия образования рудных минералов оценены при помощи методов минеральной геотермометрии. Наличие арсенопирита в рудах месторождения позволило использовать арсенопиритовый геотермометр, который основан на зависимости состава минерала от его температуры и летучести [25].

Для расчёта температурных параметров используется атомное содержание As (%) в арсенопирите, который находится в ассоциации с пиритом (табл. 5). Оно варьирует от 29,06 до 33,51 ат. %, что соответствует температурам образования 323–513 °С.

Табл. 5. Расчёт температур минералообразования по арсенопиритовому геотермометру

Table 5. Calculation of the mineral formation temperatures by the arsenopyrite geothermometer

№ п/п	As (ат. %)	Fe (ат. %)	S (ат. %)	T, °C
1	29,06	33,48	37,46	323
2	30,77	33,36	35,87	396
3	33,51	34,10	32,39	513
4	30,57	33,56	35,87	387
5	31,06	34,49	34,45	408
6	31,29	34,70	34,01	418
7	31,62	34,99	33,40	432
8	30,49	35,86	33,65	384

На основании полученных данных мы можем сделать вывод, что арсенопирит и ассоциирующие с ним минералы, а также ряд других арсенидов (аллоклазит и глаукоdot), которые всегда образуют единый парагенезис, кристаллизовались в пределах вышеуказанных температур, соответствующих вероятному интервалу температур ранней стадии гидротермального этапа.

Температуру образования окolorудных пропилитов можно оценить с помощью хлоритового геотермометра, который активно применяется для изучения условий формирования рудных месторождений [8]. Для оценки температур использовалось следующее уравнение [8]:

$$T, \text{ }^\circ\text{C} = 39,73 + 180,64 \times (Al_{IV}) (\pm 15 \text{ }^\circ\text{C}),$$

где Al_{IV} – количество алюминия в тетраэдрической координации.

Установлено, что значения температур образования хлоритов попадают в интервал 146–273 °C (табл. 6).

Полученные нами результаты согласуются с температурами распада твёрдых растворов некоторых минералов. Так, в зёрнах борнита выделяются пластинчатые и столбчатые включения халькопирита, что свидетельствует об избытке железа в составе борнита. Такой распад происходит при понижении темпе-

Табл. 6. Результаты расчёта температур рудообразования на основе хлоритового геотермометра

Table 6. Calculation of the ore formation temperature by the chlorite geothermometer

№ п/п	Si (общ.)	Al_{IV}	T, °C
1	2,894	1,106	240
2	3,164	0,836	191
3	3,391	0,609	150
4	3,081	0,919	206
5	2,975	1,025	225
6	2,908	1,092	237
7	3,413	0,587	146
8	3,041	0,959	213
9	2,751	1,249	265
10	2,792	1,208	258
11	2,734	1,266	268
12	2,806	1,194	255
13	3,071	0,929	208
14	2,818	1,182	253
15	2,711	1,289	273
16	2,744	1,256	267
17	3,056	0,944	210

ратуры с 300 до 170 °C [9, 21]. Мелкая эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите появляется при температурах ниже 350–400 °C.

Согласно диаграмме стабильности минералов системы Au-Ag-Te [1], золото-теллуридная ассоциация формируется в относительно низкотемпературных условиях 150–280 °C. Известно, что при температуре 210 °C эмпресит преобразуется в шютцит и самородный теллур [24]. Как показано выше, все три минерала присутствуют в рудах, что свидетельствует о температурах минералообразования, близких к 210 °C.

Исходя из полученных данных, можно сделать вывод, что поздняя висмут-теллуридная ассоциация является относительно низкотемпературной и наложена на более ранние и высокотемпературные минеральные ассоциации.

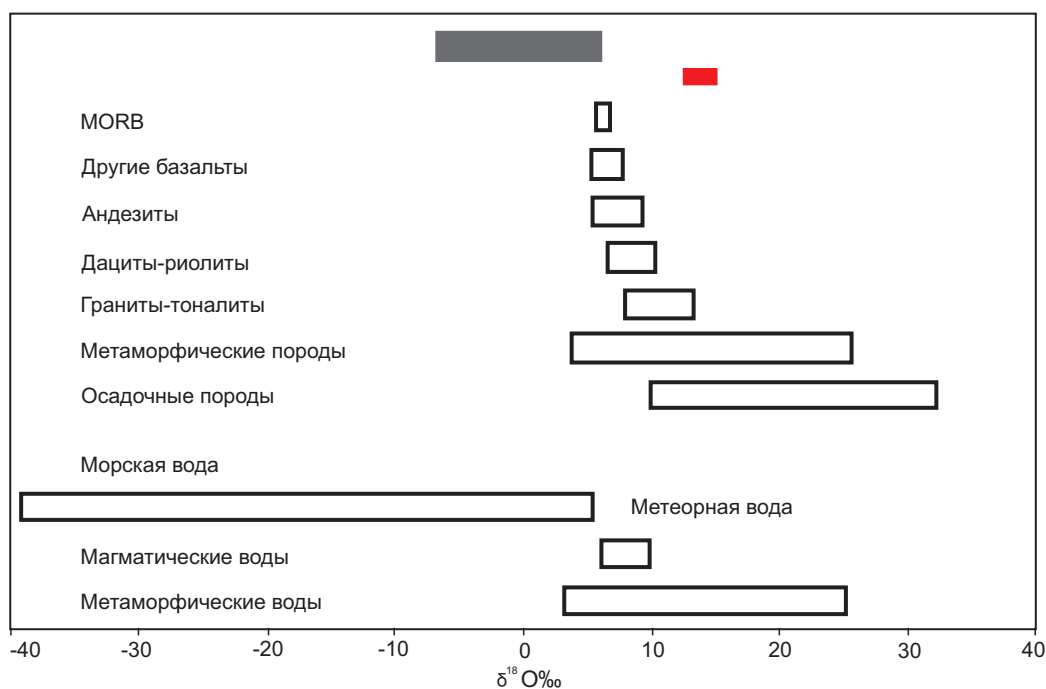


Рис. 16. Изотопный состав кислорода пород и минералов [11]:

серым цветом отмечены значения изотопов кислорода в магнетите с Южно-Магнетитового месторождения, красным цветом – значения изотопов кислорода в кварце с Южно-Магнетитового месторождения

Fig. 16. Oxygen isotopic composition of the rocks and minerals [11]:

oxygen isotope values in magnetite from the Yuzhno-Magnetitovoye deposit are shown in gray; oxygen isotope values in quartz from the Yuzhno-Magnetitovoye deposit are shown in red

Изотопные характеристики руд Южно-Магнетитового месторождения

Изотопный состав сульфидной серы. Результаты изотопного анализа сульфидной серы с разных типов руд Южно-Магнетитового месторождения варьируют от +0,8 ‰ до +17,1 ‰ (рис. 16). Значения изотопного состава серы в пирите колеблются в пределах от 0,8 до 12,2 ‰, в халькопирите – от +3,3 до +17,1 ‰ (табл. 7). Такие вариации изотопного состава серы могут быть обусловлены изменением физико-химических условий рудоотложения и вовлечением в систему серы, имеющей различное происхождение [2]. Значения $\delta^{34}\text{S} = 0 (\pm 3 \text{ ‰})$ свидетельствуют о мантийном или магматическом источнике серы, тогда как повышенные значения $\delta^{34}\text{S}$ связывают с поступлением серы из морской воды, а также сульфат-редукцией морских отложений [6]. Следовательно, в данном случае источник серы был гетерогенным: часть серы поступа-

ла из магматического источника, часть – из морских осадков.

Изотопный состав кислорода. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в магнетите изменяются от -6,3 до +5,2 ‰. Полученный интервал значений попадает в область величин, характерных для метеорных вод [10], но приближается к составу магматических вод (рис. 16). Измеренные значения согласуются с мнением о том, что большая часть магнетита образуется за счёт свободного кислорода, который поступает в земную кору с поверхностными водами в растворённом виде [10–12, 16]. Часть магнетита в данном случае формировалась за счёт магматических флюидов. Так же, как и для изотопного состава серы, данные по изотопному составу кислорода в магнетите свидетельствуют о смешении магматических и поверхностных вод.

Золотоносные гидротермально-метасоматические руды содержат две генерации кварца – кварц-2 (основная масса) и кварц-3 (тонкие

Табл. 7. Изотопный состав серы из сульфидных минералов и кислорода из кварца и магнетита

Table 7. Isotopic composition of sulfur from the sulfide minerals and that of oxygen from the quartz and magnetite

№ п/п	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{18}\text{Ofl}$, ‰	Минерал
1	+0,8			Пирит
2	+1,6			Пирит
3	+3,7			Пирит
4	+10,7			Пирит
5	+12,2			Пирит
6	+3,3			Халькопирит
7	+15,1			Халькопирит
8	+17,1			Халькопирит
9	+16,1			Халькопирит
10	+13,3			Пирротин
11		+12,9	+8,7	Кварц
12		+13,4	+9,2	Кварц
13		+13,4	+9,2	Кварц
14		+14,0	+9,8	Кварц
15		+14,3	+10,1	Кварц
16		-6,3		Магнетит
17		+0,1		Магнетит
18		+0,9		Магнетит
19		+1,1		Магнетит
20		+5,2		Магнетит

Примечание. Изотопный состав серы из сульфидных минералов определялся на масс-спектрометре Delta V Advantage в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск (аналитик В. Н. Реутский). Изотопный состав кислорода из магнетита и кварца определялся на масс-спектрометре Finnigan MAT 253 в Центре коллективного пользования «Геоспектр» Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитик В. Ф. Посохов).

прожилки и оторочки перекристаллизованного кварца). В рамках данного исследования был изучен изотопный состав кислорода из кварца второй генерации (кварц-2). Небольшой размер и незначительные количества не позволили нам выделить перекристаллизованный кварц третьей генерации (кварц-3). Известно, что деформации и перекристаллизация кварца не влияют на изотопный состав кислорода [27, 28], и вероятнее всего кварц-2

и кварц-3 имеют близкий изотопный состав и, соответственно, единый источник.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ в кварце для Южно-Магнетитового месторождения составляют 12,9–14,3 ‰ (рис. 16, табл. 7). Узкий интервал значений может свидетельствовать о едином источнике минералообразующего флюида. Расчёт изотопного состава равновесного флюида для температуры 400 °С (за основу берётся среднее значение температур рудообразования, полученных методом минеральной геотермометрии) показал значения $\delta^{18}\text{O}$ от +8,7 до +10,1 ‰ (табл. 7). Такой интервал значений соответствует флюиду магматогенного происхождения.

Этапы и стадии минералообразования

На основании изучения минерального состава руд и вмещающих пород, учитывая наличие нескольких рудных минеральных ассоциаций, можно сделать вывод о многоэтапном и многостадийном характере процесса рудообразования (рис. 17).

Первый этап связан с процессом скарнирования. Скарны на дневной поверхности не проявлены, но установлены на глубоких горизонтах по данным бурения. Результаты исследования геохимических и изотопных характеристик магнетитов свидетельствуют в пользу скарновой природы этого минерала. В частности, это доказывается на основе индикаторных отношений элементов-примесей (по данным LA-ICP-MS анализа) в магнетите и значений изотопного состава кислорода в магнетите. Кроме того, часть значений изотопного состава серы в сульфидах и кислорода в кварце отвечают магматическому источнику рудообразующих элементов, что свидетельствует о связи оруденения с магматизмом. На этом основании сделан вывод о том, что процесс скарнирования привёл к образованию гематит-магнетитовой минерализации. Согласно литературным данным [19], температуры формирования известковых скарнов (которые были выявлены на глубоких горизонтах) составляют 640–450 °С.

Второй этап, гидротермально-метасоматический, обусловлен влиянием гидротермаль-



ных флюидов, предположительно связанных с дайковым магматизмом, продукты которого представлены кварцевыми сиенит-порфирами и долеритовыми порфиритами, прорывающими вулканогенно-осадочные породы олдындинской свиты. Однако не исключено, что формирование поздней гидротермальной минерализации обусловлено влиянием тех же скарнирующих растворов, но в условиях относительно пониженных P-T параметров, отвечающих стадии остывания рудно-магматической системы. Для решения этого вопроса необходимо проведение дополнительных исследований, в том числе изотопно-геохронологических. Гидротермально-метасоматические преобразования рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи представлены пропилитизацией, окварцеванием и аргиллизацией. Пропилитизация развита практически по всему рудному полю Южно-Магнетитового месторождения, тогда как зоны окварцевания развиты в пределах линейных минерализованных зон, приуроченных к экзоконтактовым частям даек. Аргиллизиты проявляются локально, в виде замещения алюмосиликатов агрегатом глинистых минералов.

Рудные минеральные ассоциации в составе гидротермально-метасоматического этапа проявляются в составе нескольких стадий. Первая стадия, пропилитовая, связана с развитием площадной пропилитизации и появлением таких минералов, как хлорит, альбит, эпидот, серицит, в меньшей степени – кварца и карбоната. Из рудных минералов на этой стадии формируются пирит-2, арсенопирит и частично халькопирит. Вторая стадия, кварц-сульфидная, характеризуется становлением золотоносных кварцевых жил и прожилков, содержащих сульфидную минерализацию. Жилы и прожилки сопровождаются зонами метасоматических изменений, проявленных как во вмещающих вулканогенных породах, так и в самих дайках. Третья стадия, висмут-теллуридная, наложена на более ранние относительно высокотемпературные минеральные ассоциации и связана с образованием сульфотеллуридов, сульфосолей и минеральных видов, содержащих Bi и Te. Формирование ми-

нералов этой стадии предположительно связано с процессом низкотемпературной аргиллизации.

Гипергенный этап характеризуется окислением гипогенных минералов с образованием гидроокислов железа и формированием зоны вторичного сульфидного обогащения, в результате которого образуются такие минералы, как ковеллин, идаит и куприт.

Заключение

Южно-Магнетитовое месторождение локализовано в толще вулканогенно-осадочных пород и приурочено к минерализованной зоне дробления и брекчирования вблизи даек сиенитов и долеритов, где развита кварцево-жилково-прожилковая и сульфидно-вкрапленная минерализация, а также присутствуют линзовидные тела магнетитовых руд.

Минералогическими исследованиями на месторождении выявлено около 30 рудных минералов, главными из которых являются магнетит, гематит, халькопирит и пирит, а среди второстепенных и редких минералов отмечаются борнит, барит, галенит, сфалерит, арсениды (арсенопирит, глаукоdot, аллоклазит, лузонит и лёллингит), минералы Bi и Te.

Самородное золото пространственно приурочено к зёрнам пирита второй генерации (пирит-2) и находится в ассоциации с халькопиритом. По морфологии минералы золота относятся к неправильному (подчинённые формы заполняемых золотом полостей) морфологическому типу. Пробность самородного золота варьирует от 723 до 797 ‰.

Оценки температур рудообразования проводились по минеральным парагенезисам и геотермометрам. Установлено, что минералообразование на ранней стадии гидротермально-метасоматического этапа происходило в интервале температур 513–323 °C. Поздняя висмут-теллуридная ассоциация формировалась в интервале 273–146 °C.

Изотопный состав сульфидной серы из рудных минералов Южно-Магнетитового месторождения попадает в интервал значений от +0,8 до +17,1 ‰ и свидетельствует о гетерогенном источнике серы. Результаты исследова-

Этап Стадия Минерал	Скарновый	Гидротермально-метасоматический				Гипергенный
		Пропи- литовая	Кварц- сульфидная	Висмут- теллуридная	Аргили- зитовая	
Т, °С	640–450	513–146				
Магнетит	■					
Пирит	■ I	■ II		■ III		
Гематит	■					■
Арсенопирит		■				
Халькопирит		■	■			
Борнит			■			
Сфалерит			■			
Пирротин						
Барит			■		
Галенит					
Аллоклазит					
Глаукодот					
Лёллингит					
Лузонит					
Теннантит					
Тетрадимит					
Штютцит					
Эмпрессит					
Гессит					
Висмутинит					
Шапбахит					
Айкинит					
Самородный Те					
Виттихенит					
Идаит					
Куприт					
Самородная Сu						■
Ковеллин						■
Гидроокислы Fe и Сu						■
Золото	
Апатит					
Кварц	■ I	■ II	■ III	■		
Карбонат	■ I	■ II	■ III	■		
Мусковит				■		
Хлорит				■		
Эпидот				■		
Глинистые минералы						■

Рис. 17. Последовательность минералообразования

Fig. 17. Mineral formation sequence



ния изотопного состава кислорода в магнетите отвечают значениям от -6,3 до +5,2 ‰ и ложатся в область значений, которые характерны для метеорных вод. Изотопный состав кислорода в кварце, попадающий в интервал от +12,9 до 14,3 ‰, может свидетельствовать о магматогенном источнике рудного кварца.

На основе морфологических характеристик и взаимоотношений минералов была установлена общая последовательность минералообразования и выделены минеральные ассоциации трёх этапов рудообразующего процесса: скарнового, гидротермально-метасоматического и гипергенного.

По особенностям геологического строения, минерального состава руд и по аналогии с соседним Назаровским месторождением, скарновая природа которого показана работами

предшественников [7], Южно-Магнетитовое отнесено к золото-скарновому формационному типу. Оба этих объекта схожи между собой по геологическому строению, характеру гидротермально-метасоматических преобразований вмещающих пород и минеральному составу руд, в том числе наличию висмутовой минерализации [18] в кварц-сульфидных прожилках. При этом, как и во многих случаях, золоторудная минерализация наложена на ранние скарновые минеральные ассоциации.

Исследования проведены в рамках государственного задания Геологического института им. Н. Л. Добрецова СО РАН (проект № АААА-А21-121011390003-9), экспедиционные и лабораторно-аналитические работы выполнены при финансовой поддержке гранта Российского Научного Фонда № 22-17-00106.

Список литературы

1. Бортников Н. С., Крамер Х., Генкин А. Д., Крапива Л. Я., Санта-Крус С. Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология рудных месторождений. 1988. – № 2. – С. 49–61.
2. Викентьев И. В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. – М.: Научный мир, 2004. – 322 с.
3. Викентьев И. В., Дамдинов Б. Б., Минина О. Р., Спирина А. В., Дамдинова Л. Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS-SEDEX-MV-тип – пример гигантского Озёрного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65, № 3. – С. 201–236.
4. Гордиенко И. В., Нефедьев М. А. Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 2. – С. 114–124.
5. Гордиенко И. В., Нефедьев М. А., Платов В. С. Строение, минеральные типы рудных месторождений и перспективы освоения Еравнинского рудного района Западного Забайкалья // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАН. – 2013. – № 1 (42). – С. 7–22.
6. Гричук Д. В., Леин А. Ю. Эволюция океанской гидротермальной системы и изотопный состав сульфидов // Доклады РАН. – 1991. – Т. 318, № 2. – С. 422–425.
7. Ковалев К. Р., Баулина М. В., Акимцев В. А., Аношин Г. Н. Стратиформные цинково-колчеданные руды и золоторудная минерализация на Назаровском месторождении // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 10. – С. 936–978.
8. Котельников А. Р., Сук Н. И., Котельникова З. А., Щекина Т. И., Калинин Г. М. Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник ОНЗ РАН. – 2012. – Т. 4. – NZ9001.
9. Лавров О. Б., Кулешевич Л. В. Минеральные ассоциации золото-медно-сульфидных кварц-карбонатных жил в габбро-долеритах месторождения строительного камня Чевжавара (Южная Карелия) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2020. – № 17. – С. 312–316.
10. Лихачёв А. П. О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // Геохимия. – 1975. – № 10. – С. 1459–1474.
11. Лихачёв А. П. Условия образования магнетита и его рудных скоплений // Отечественная геология. – 2017. – № 4. – С. 44–53.
12. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. – М.: Мир, 1979. – 118 с.

13. Минина О. Р., Гордиенко И. В., Дамдинов Б. Б., Ташлыков В. С., Гонегер Т. А., Скрипников М. С., Ланцева В. С., Хубанов В. Б., Кислов Е. В. Новые данные о возрасте рудовмещающих отложений Озёрного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Литология и полезные ископаемые. – 2023. – № 3. – С. 299–314.
14. Минина О. Р., Руженцев С. В., Аристов В. А. Средний палеозой Еравнинской зоны Западного Забайкалья // Материалы международной конференции, посвященной памяти Е. А. Елкина: Биостратиграфия, палеогеография, события в девоне и карбоне. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2011. – С. 110–112.
15. Петровская Н. В. Самородное золото (Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М. : Наука, 1973. – 349 с.
16. Печерский Д. М., Геншафт Ю. С. Петромагнетизм континентальной литосферы и природа региональных магнитных аномалий // Российский журнал наук о Земле. – 2001. – Т. 3. – № 2.
17. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М. : Изд-во иностр. лит-ры, 1962. – 1119 с.
18. Рыжкова Ю. А., Новоселов К. А., Рассомахин М. А., Рожкова Е. А. Висмутовые минералы Назаровского золото-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Минералогия. – 2025. – Т. 11, № 1. – С. 28–42.
19. Синяков В. И. Генетические типы скарновых рудообразующих систем. – Новосибирск : Наука, 1990. – 71 с.
20. Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. – 1972. – Вып. 143. – С. 79–97.
21. Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд // Изв. АН СССР, серия геологическая. – 1952. – № 3. – С. 76–88.
22. Чернышева Л. В. Магнетит / Типоморфизм минералов. – М. : Недра, 1989. – С. 266–287.
23. Dupuis C., Beaudoin G. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types // Mineralium Deposita. – 2011. – V. 46, Is. 4. – P. 319–335.
24. Honea R. M. Empressite and stuetzite redefined // American Mineralogist. – 1964. – V. 49, № 3–4. – P. 325–338.
25. Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Canadian Mineralogist. – 1976. – Special issue, № 14. – P. 364–386.
26. Nadoll P., Mauk J. K., Leveille R. A., Koenig A. T. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States // Mineralium Deposita. – 2015. – V. 50, Is. 4. – P. 493–515.
27. O'Hara K., Sharp Z., Moecher D., Jenkin G. T. The effect of deformation on oxygen isotope exchange in quartz and feldspar and the significance of isotopic temperatures in mylonites // Journal of Geology. – 1997. – № 105. – P. 193–204.
28. Schulz B., Audren C., Triboulet C. Oxygen isotope record on fluid-rock-SiO₂ interaction during Variscan progressive deformation and quartz veining in the meta-volcanosediments of Belle-Ile (Southern Brittany) // Journal of Structural Geology. – 2002. – № 24. – P. 1281–1297.

References

1. Bortnikov N. S., Kramer Kh., Genkin A. D., Krapiva L. Ya., Santa-Krus S. Paragenesis of tellurides of gold and silver in the Florencia gold deposit (Republic of Cuba) [Parageneses of gold and silver tellurides in the Florencia gold deposit (Republic of Cuba)], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of ore deposits], 1988, No 2, pp. 49–61. (In Russ.)
2. Vikent'ev I. V. Usloviya formirovaniya i metamorfizm kolchedannykh rud [Conditions of formation and metamorphism of pyrite ores], Moskva, Nauchnyi Mir Publ., 2004, 322 p.
3. Vikent'ev I. V., Damdinov B. B., Minina O. R., Spirina A. V., Damdinova L. B. Klassifikatsiya protsessov polimetallicheskogo rudoobrazovaniya i perekhodnyi VMS-SEDEX-MV-tip – primer gigant'skogo Ozerogo mestorozhdeniya v Zabaikal'e, Rossiya [Classification of polymetallic ore formation processes and the transitional VMS-SEDEX-MV type – an example of the giant Ozernoye deposit in Transbaikalia, Russia], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of ore deposits], 2023, V. 65, No 3, pp. 201–236. (In Russ.)
4. Gordienko I. V., Nefed'ev M. A. Kurbino-Eravninskii rudnyi raion Zapadnogo Zabaikal'ya: geologo-geofizicheskoe stroenie, tipy rudnykh mestorozhdenii, prognoznaya otsenka i perspektivy osvoeniya [Kurbino-Eravninsky ore region of Western Transbaikalia: geological and geophysical structure, types of ore deposits, forecast assessment and deve-



- lopment prospects], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of ore deposits], 2015, V. 57, No 2, pp. 114–124. (In Russ.)
5. Gordienko I. V., Nefed'ev M. A., Platov V. S. Stroenie, mineral'nye tipy rudnykh mestorozhdenii i perspektivy osvoeniya Eravninskogo rudnogo raiona Zapadnogo Zabaikal'ya [Structure, mineral types of ore deposits and development prospects of the Eravninsky ore region of Western Transbaikalia], *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya Sektsii nauk o Zemle RAEN* [Bulletin of the Siberian Branch of the Earth Sciences Section of the Russian Academy of Natural Sciences], 2013, No 1 (42), pp. 7–22. (In Russ.)
 6. Grichuk D. V., Lein A. Yu. Evolyutsiya okeanskoj gidrotermal'noi sistemy i izotopnyi sostav sul'fidov [Evolution of the oceanic hydrothermal system and the isotopic composition of sulfides], *Doklady RAN* [Reports of the Russian Academy of Sciences], 1991, V. 318, No 2, pp. 422–425. (In Russ.)
 7. Kovalev K. R., Baulina M. V., Akimtsev V. A., Anoshin G. N. Stratiformnye tsinkovo-kolchedannye rudy i zolotorudnaya mineralizatsiya na Nazarovskom mestorozhdenii [Stratiform zinc-pyrite ores and gold mineralization at the Nazarovskoye deposit], *Geologiya i geofizika* [Geology and geophysics], 2003, V. 44, No 10, pp. 936–978. (In Russ.)
 8. Kotelnikov A. R., Suk N. I., Kotelnikova Z. A., Shchekina T. I., Kalinin G. M. Mineral'nye geotermometry dlya nizkotemperaturnykh paragenezisov [Mineral geothermometers for low-temperature parageneses], *Vestnik ONZ RAN* [Bulletin of the Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences], 2012, V. 4, NZ9001. (In Russ.)
 9. Lavrov O. B., Kuleshevich L. V. Mineral'nye assotsiatsii zoloto-medno-sul'fidnykh kvarts-karbonatnykh zhil v gabbro-doleritakh mestorozhdeniya stroitel'nogo kamnya Chevzhavara (Yuzhnaya Kareliya) [Mineral associations of gold-copper-sulfide quartz-carbonate veins in gabbro-dolerites of the Chevzhavara building stone deposit (South Karelia)], *Trudy Fersmanovskoy nauchnoy sessii GI KNTs RAN* [Proceedings of Fersman scientific session of the Geological Institute of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences], 2020, No 17, pp. 312–316. (In Russ.)
 10. Likhachev A. P. O pereotlozhenii rudogennykh i petrogennykh komponentov vodnymi rastvorami [On the redeposition of ore-forming and petrogenic components by aqueous solutions], *Geokhimiya* [Geochemistry], 1975, No 10, pp. 1459–1474. (In Russ.)
 11. Likhachev A. P. Usloviya obrazovaniya magnetita i ego rudnykh sklopiy [Conditions of formation of magnetite and its ore clusters], *Otechestvennaya geologiya* [National geology], 2017, No 4, pp. 44–53. (In Russ.)
 12. Mysen B., Bettcher A. Plavlenie vodosoderzhashchei mantii [Melting of the hydrous mantle], Moscow, Mir Publ., 1979, 118 p.
 13. Minina O. R., Gordienko I. V., Damdinov B. B., Tashlykov V. S., Gonerger T. A., Skripnikov M. S., Lantseva V. S., Khubanov V. B., Kislov E. V. Novye dannye o vozraste rudovmeshchayushchikh otlozhenii Ozer'nogo polimetallicheskoego mestorozhdeniya (Zapadnoe Zabaikal'e) [New data on the age of ore-bearing sediments of the Ozer'noye polymetallic deposit (Western Transbaikalia)], *Litologiya i poleznye iskopaemye* [Lithology and mineral resources], 2023, No 3, pp. 299–314. (In Russ.)
 14. Minina O. R., Ruzhentsev S. V., Aristov V. A. Srednii paleozoi Eravninskoi zony Zapadnogo Zabaikal'ya [Middle Paleozoic of the Eravninskaya zone of Western Transbaikalia], *Materialy mezhdunarodnoi konferentsii, posvyashchennoi pamyati E. A. Elkina: Biostratigrafiya, paleogeografiya, sobytiya v devone i karbone* [Proceedings of the international conference dedicated to the memory of E. A. Elkin: Biostratigraphy, paleogeography, events in the Devonian and Carboniferous], Novosibirsk, Publishing House of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2011, pp. 110–112. (In Russ.)
 15. Petrovskaya N. V. Samorodnoe zoloto (Obshchaya kharakteristika, tipomorfizm, voprosy genezisa) [Native gold (General characteristics, typomorphism, issues of genesis)], Moscow, Nauka Publ., 1973, 349 p.
 16. Pecherskii D. M., Genshaft Yu. S. Petromagnetizm kontinental'noi litosfery i priroda regional'nykh magnitnykh anomalii [Petromagnetism of the continental lithosphere and the nature of regional magnetic anomalies], *Rossiiskii zhurnal nauk o Zemle* [Russian Journal of Earth Sciences], 2001, V. 3, No 2. (In Russ.)
 17. Ramdor P. Rudnye mineraly i ikh srastaniya [Ore minerals and their intergrowths], Moscow, Izdatel'stvo inostrannoi literatury, 1962, 1119 p.
 18. Ryzhkova Yu. A., Novoselov K. A., Rassomakhin M. A., Rozhkova E. A. Vismutovye mineraly Nazarovskogo zoloto-polimetallicheskoego mestorozhdeniya

- (Zapadnoe Zabaikal'e) [Bismuth minerals of the Nazarovskoye gold-polymetallic deposit (Western Transbaikalia)], *Mineralogiya* [Mineralogy], 2025, V. 11, No 1, pp. 28–42. (In Russ.)
19. Sinyakov V. I. Geneticheskie tipy skarnovykh rudobrazuyushchikh system [Genetic types of skarn ore-forming systems], Novosibirsk, Nauka Publ., 1990, 71 p.
20. Tarasova R. S., Bliznyuk M. V., Babkin I. N. O formatsionnom tipe i genezise Ozerного svintsovo-tsinkovogo kolchedannogo mestorozhdeniya [On the formation type and genesis of the Ozerное lead-zinc pyrite deposit], *Geologiya i genezis endogennykh rudnykh formatsii Sibiri* [Geology and genesis of endogenous ore formations of Siberia], 1972, Issue 143, pp. 79–97. (In Russ.)
21. Filimonova A. A. Opyty po nagrevaniyu bornit-soderzhashchikh kolchedannykh rud [Experiments on heating bornite-containing pyrite ores], *Izvestiya AN SSSR, seriya geologicheskaya* [Bulletin of the USSR Academy of Sciences, geological series], 1952, No 3., pp. 76–88. (In Russ.)
22. Chernysheva L. V. Magnetit [Magnetite], Tipomorfizm mineralov [Typomorphism of minerals], Moscow, Nedra Publ., 1989, pp. 266–287.
23. Dupuis C., Beaudoin G. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types, *Mineralium Deposita*, 2011, V. 46, Issue 4, pp. 319–335.
24. Honea R. M. Empressite and stuetzite redefined, *American Mineralogist*, 1964, V. 49, No 3–4, pp. 325–338.
25. Kretschmar U., Scott S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application, *The Canadian Mineralogist*, 1976, Special issue, No 14, pp. 364–386.
26. Nadoll P., Mauk J. K., Leveille R. A., Koenig A. T. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States, *Mineralium Deposita*, 2015, V. 50, Issue 4, pp. 493–515.
27. O'Hara K., Sharp Z., Moecher D., Jenkin G. T. The effect of deformation on oxygen isotope exchange in quartz and feldspar and the significance of isotopic temperatures in mylonites, *Journal of Geology*, 1997, No 105, pp. 193–204.
28. Schulz B., Audren C., Triboulet C. Oxygen isotope record on fluid-rock-SiO₂ interaction during Variscan progressive deformation and quartz veining in the meta-volcanosediments of Belle-Ile (Southern Brittany), *Journal of Structural Geology*, 2002, No 24, pp. 1281–1297.

Москвитина Мария Леонидовна (homashca@mail.ru)
младший научный сотрудник¹

Дамдинов Булат Батуевич

доктор геолого-минералогических наук, заместитель генерального директора²

Извекова Александра Дмитриевна

кандидат геолого-минералогических наук, инженер-исследователь³

Дамдинова Людмила Борисовна

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник^{1,2}

¹ Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

² Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

Возраст вмещающих гранитов, минеральный состав и условия формирования молибденит-кварцевого оруденения Жарчихинского месторождения (Западное Забайкалье)

Дамдинова Л. Б.¹, Дамдинов Б. Б.², Хубанов В. В.³, Бадмажапов Б. Б.¹,
Мунконов Э. Ч.-Д.¹

¹ ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия; ² ЦНИГРИ, г. Москва, Россия; ³ ИФЗ РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Рассматриваются результаты исследования минерального состава главной продуктивной молибденит-кварцевой ассоциации Жарчихинского молибденового месторождения, а также приводятся новые данные о времени кристаллизации гранитов, вмещающих рудную минерализацию. Получены две U-Pb изотопные датировки (LA-ICP-MS метод) цирконов из брекчированных и массивных гранитов: 282 ± 3 и 281 ± 3 млн лет. Главным рудным минералом является молибденит, в гипергенных условиях образуются вторичные минералы молибдена – вульфенит, повеллит, ферримолибдит. Установлено, что руды рассматриваемого месторождения характеризуются отсутствием вольфрамовых минералов и наличием непромышленной бериллиевой, полисульфидной и алюмофторидной минерализации. По данным изучения флюидных включений в кварце и флюорите установлены значения температур гомогенизации в интервале 245–402 °С. С учётом данных по давлению, составляющим 1255–1372 бар, интервал расчётных температур захвата ФВ – 538–554 °С. Рудообразующие растворы имели относительно низкую солёность, порядка 5,7–11,7 мас. % экв. NaCl, основные солевые компоненты представлены хлоридами железа и магния.

Ключевые слова: Западное Забайкалье, Жарчихинское месторождение, U-Pb датирование, цирконы, молибденовые руды, штокверк, флюидные включения.

Для цитирования: Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б., Хубанов В. В., Бадмажапов Б. Б., Мунконов Э. Ч.-Д. Возраст вмещающих гранитов, минеральный состав и условия формирования молибденит-кварцевого оруденения Жарчихинского месторождения (Западное Забайкалье). Руды и металлы. 2025. № 4. С. 33–52. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10011.

Age of the host granites, mineral composition, and formation conditions of quartz-molybdenite mineralization at the Zharchikhinskoye deposit (Western Transbaikalia)

Damdinova L. B.¹, Damdinov B. B.², Khubanov V. V.³, Badmazhapov B. B.¹, Munkonov E. Ch.-D.¹

¹ Dobreteov Geological Institute of the SB RAS, Ulan-Ude, Russia;

² Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia;

³ Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia

Abstract. This article considers the results of a study of the mineral composition of the main productive molybdenite-quartz association of the Zharchikhinskoye molybdenum deposit and presents new data on the crystallization time of the granites hosting the ore mineralization. Two U-Pb isotope dates (LA-ICP-MS method) were obtained for zircons from the brecciated and massive granites: 282 ± 3 Ma and 281 ± 3 Ma. The main ore mineral is molybdenite; secondary molybdenum minerals wulfenite, powellite, and ferrimolybdenite form under supergene conditions. It was established that the ores of the deposit are characterized by the absence of tungsten minerals and the presence of non-commercial beryllium, polysulfide, and aluminum fluoride mineralization. Based on the study of fluid inclusions in quartz and fluorite, homogenization temperatures were established in the range from 245 to 402 °C. Taking into account the pressure data of 1255–1372 bar, the range of calculated temperatures for the FI capture is 538–554 °C. The ore-forming solutions had relatively low salinity, on the order of ~5.7–11.7 wt. % NaCl equiv. The main salt components are represented by iron and magnesium chlorides.

Keywords: Western Transbaikalia, Zharchikhinskoye deposit, U-Pb dating, zircons, molybdenum ores, stockwork, fluid inclusions.

For citation: Damdinova L. B., Damdinov B. B., Khubanov V. V., Badmazhapov B. B., Munkonov E. Ch.-D. Age of the host granites, mineral composition and formation conditions of quartz-molybdenite mineralization at the Zharchikhinskoye deposit (Western Transbaikalia). Ores and metals. 2025. No. 4. pp. 33–52. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10011.

Введение

Западное Забайкалье, территорию которого в административном плане занимает Республика Бурятия, отличается ярко выраженной молибденовой специализацией: известны десятки месторождений и более ста проявлений молибдена и вольфрама различного генезиса и формационной принадлежности. Эти месторождения сформировались в позднепротерозойскую, палеозойскую и мезозойскую эпохи и неравномерно распределены на изучаемой площади. Всего на территории Республики Бурятия сосредоточено 26,89 % общероссийских балансовых запасов молибдена [7]. Промышленные месторождения и проявления этого элемента приурочены к областям распространения гранитоидного магматизма. Оруденение представлено главным образом гидротермальными месторождениями, а также мелкими и непромышленными объектами грейзенового и скарнового типов. В пределах республики разведано три крупных по запасам молибденовых месторождения штокверкового типа Первомайское (Джидинское рудное поле), Орехитканское и Мало-Ойногорское, а также среднее по запасам Жарчихинское месторождение.

Молибденовая специализация региона характеризуется также многообразием его формационных типов. Кроме молибденовой формации, на этой территории Бурятии известны объекты молибденит-шеелитовой (Малый Ойногор), молибденит-вольфрамитовой (Джидинский РУ (Первомайское, Инкурское, Холтосонское); Булуктаевское), грейзеновой (Гуджертуйское, Грейзеновое, Семёновское, Талинское, Мохейское, Хасуртинское, Гонгота) и скарновой (Чемуртайское, Верхне-Улетуйское, Верхнеундинское, Холунукатское) формаций. Кроме этого, молибденит в числе сопутствующих минералов отмечается на фтор-бериллиевых месторождениях (Ермаковское, Ауникское, Оротское), нередко образует вкрапленность и скопления в гранитных пегматитах (рудопроявления Барун-Хаил, Онохой-Шибирь), а также эпимагматическую вкрапленность в лейкократовых гранитах и аплитах (рудопроявления Зун-Гольское, Урт-Улентуйское).

Изучением молибденовых и молибден-вольфрамовых месторождений региона занималась большая группа исследователей. В основном работы были посвящены исследованиям геологического строения, структурных особенностей месторождения и вещественного состава руд. Результаты изучения месторождений Жарчихинское, Малый Ойногор, Орехиткан и Джидинского рудного поля приведены в различных публикациях [8, 10, 11, 13, 15, 17, 19, 22, 23 и др.].

На некоторых наиболее крупных месторождениях проведён небольшой объём термобарогеохимических исследований [11, 16, 20]. Были определены температурные интервалы формирования грейзенов, ассоциаций молибденового и вольфрамового этапов, состав флюидных включений. Главные черты металлогении и геохимии молибденовых и вольфрамовых месторождений региона обобщены в монографической работе [1]. Однако в числе характеристик месторождений, мало затронутых детальными исследованиями, остались оценка источников вещества и флюидов, минералогия руд, физико-химические параметры минералообразования и продуктивности рудообразующих гидротермальных флюидов.

Одним из перспективных объектов минерально-сырьевой базы молибдена Республики Бурятия является среднее по запасам Жарчихинское молибденовое месторождение, имеющее выгодное географическое положение [6]. Административно оно расположено в Тарбагатайском районе Республики Бурятия в 40 км от г. Улан-Удэ, вблизи железной дороги и в 2,5 км от судоходной реки Селенги и автомагистрали Улан-Удэ – Чита.

Жарчихинское месторождение молибдена было открыто в 1978 г. в процессе геологической съёмки масштаба 1 : 50 000. Месторождение входит в состав Куналейского рудного узла Селенгино-Витимской структурно-минералогической зоны [6]. Помимо Жарчихинского месторождения в пределах рудного узла известно ещё несколько рудопроявлений молибдена (Колобковское, Куналейское, Хардебанское, Надеинское, Право-Куйтунское и др.),



которые свидетельствуют о возможных перспективах расширения минерально-сырьевой базы молибдена в регионе.

Предшественниками [5, 15] были установлены особенности геологического строения месторождения, определены основные минеральные парагенезисы и последовательность их формирования. В то же время сведения о времени формирования, минеральном составе наиболее продуктивных молибденит-кварцевых руд и физико-химических условиях их формирования в открытой печати практически отсутствуют.

В данной работе рассматриваются результаты исследования и уточнения минерального состава главной продуктивной молибденит-кварцевой ассоциации, а также сведения о физико-химических условиях рудообразования, полученные по данным изучения флюидных включений в жильном кварце.

Методы исследований

Петрографические и минераграфические исследования проводились с использованием рудно-петрографических микроскопов марок Olympus BX-51 и «Полар-3». Большинство аналитических исследований выполнены в ЦКП «Геоспектр» (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Химический состав минералов определялся Е. В. Ходыревой, Е. А. Хромовой и С. В. Канакиным методом рентгеноспектрального микроанализа на сканирующем электронном микроскопе LEO-1430VP с энерго-дисперсионным спектрометром INCA Energy 350. Химический состав пород и руд исследован методом РФА; аналитики Б. Ж. Жалсараев, С. В. Бартанова.

U-Pb изотопный анализ циркона выполнен методом лазерной абляции на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединённом с приставкой для лазерного прибора UP-213 с длиной волны излучения 213 нм (New Wave Research). Инструментальные параметры приборов и методика измерений и расчёта описаны в [4, 24].

Исследование индивидуальных флюидных включений (ФВ) в кварце выполнялось методами термометрии, криометрии и спектроско-

пии комбинационного рассеяния света (КР-спектроскопии). Для определения температур общей гомогенизации, температур эвтектики и плавления льда водных растворов использовалась микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений температур от -196 до +600 °С (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Стандартная аппаратная ошибка измерений составляет $\pm 0,1$ °С в отрицательной и ± 5 °С в положительной области температур. Оценку содержания солей во включениях находили по температуре плавления льда с использованием двухкомпонентной водно-солевой системы (NaCl-H₂O) через эквивалент NaCl [25]. Преобладающая соль в водном растворе включений определялась по температуре эвтектики, характеризующей водно-солевую систему [3].

Состав газовой фазы индивидуальных ФВ определён на рамановском спектрометре Noriba LabRam HR800 в РЦ «Геомодель» (аналитик В. Н. Бочаров, НП СПбГУ, г. Санкт-Петербург) при 50-кратном увеличении объектива. Регистрация спектров комбинационного рассеяния выполнена в спектральном диапазоне 4000–100 см⁻¹. Источником возбуждения служил аргоновый лазер 514,5 нм с мощностью 1–50 мВт. Калибровка прибора осуществлялась по Si-эталоу (520,7 см⁻¹). Использовалась дифракционная решётка 1800 ш/мм, диаметр конфокального отверстия 300 мкм. Время накопления данных от 2 до 10 секунд с количеством повторов от 2 до 15. Часть включений была проанализирована в ЦКП «Геодинамика и геохронология» (ИЗК СО РАН, г. Иркутск) на конфокальном рамановском спектрометре WITec alpha300R (WITec GmbH, Германия).

Геологическое строение месторождения

Информация по геологическому строению и вещественному составу руд Жарчихинского месторождения приведена в небольшом числе публикаций [1, 15, 21 и др.]. В них представлены, помимо данных о геологическом строении, сведения о последовательности формирования и составе минеральных парагенезисов.

Участок месторождения занимает небольшую площадь около 0,2 км² (~ 650 × 300 м),

расположенную на водоразделе падей Жарчиха и Егорова в районе высоты с отметкой 962,0 м (рис. 1).

Рудное поле Жарчихинского месторождения на 90 % сложено гранитоидами (гранитами, сиенитами и граносиенитами), отнесёнными к бичурскому и куналейскому интрузивным комплексам [12, 15]. Гранитоиды прорваны дайками гранит-порфиров.

Породы бичурского комплекса представлены крупно- и среднезернистыми биотит-амфиболовыми кварцевыми сиенитами (ранняя фаза), средне- и мелкозернистыми двуполовошпатовыми лейкократовыми гранитами (поздняя фаза). Кварцевые сиениты отмечаются в центральной части рудного поля; граниты слагают его северную и северо-восточную часть. В гранитоидах встречаются ксенолиты ороговикованных диоритов, микродиоритов, гибридных сиенито-диоритов. Граниты характеризуются неравномернозернистой, реже порфировидной структурами, где порфировые вкрапленники сложены кварцем. Кроме кварца в породах присутствуют вытянутые или таблитчатые зёрна калиевого полевого шпата или калишпат-пертита, иногда с оторочками плагиоклаза. Участками отмечаются чешуйки биотита. Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, монацитом и апатитом, рудные минералы – магнетитом, пиритом, сфалеритом.

Около 50 % объёма пород в пределах рудного поля занимают субщелочные сиениты куналейского комплекса, представленные среднезернистыми порфировидными биотит-амфиболовыми разностями. Они распространены на северо-западе, западе и юго-западе описываемой площади, а также на флангах месторождения в виде апофиз среди гранитоидов бичурского комплекса. Сиениты также содержат ксенолиты диоритов, микродиоритов, гибридных сиенит-диоритов джидинского комплекса. Эти ксенолиты, как правило, ороговикованы.

Сиениты и граносиениты представляют собой среднезернистые порфировидные биотит-амфиболовые разновидности. От гранитов они отличаются пониженным содержанием кварца и резким преобладанием калиевого

полевого шпата над плагиоклазом. Также в породах присутствуют такие минералы, как флюорит, сфен, рутил, циркон. Структура пород преимущественно гипидиоморфнозернистая, участками графическая. Нередко к краевым участкам зёрен кварца приурочены чешуйки рудного молибденита с размерами до 0,05–0,3 мм.

Монзониты и монцодиориты встречаются в виде останцов и ксенолитов среди гранитоидов и в обломках брекчий. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая, монзонитовая. Породы изменённые, состоят из агрегата призматических зёрен плагиоклаза с оторочкой калишпат-пертита, ксеноморфных зёрен калишпат-пертита, мелких зёрен и скоплениями зёрен темноцветных минералов в интерстициях. Темноцветные минералы в шлифе представлены мелкими зёрнами зелёного амфибола, чешуйками интенсивно хлоритизированного бурого биотита, изометричными и идиоморфными зёрнами чёрного рудного минерала, призмочками и изометричными зёрнами сфена. Участками в интерстициях зёрен в ассоциации с рудными минералами отмечаются выделения флюорита ксеноморфного облика.

Жарчихинская рудно-эксплозивная структура представлена трубообразным телом эруптивных брекчий (рис. 1). Это тело расположено в центральной части рудного поля и представляет собой концентрически-зональную постройку, выполненную полимиктовыми и мономиктовыми брекчиями, вмещающими кольцевые и конические дайки сиенитов, гранит-порфиров, структурно связанные с брекчиевым сооружением. Выход брекчиевых пород на поверхность (около 500 × 300 м) имеет в плане вытянутую эллипсовидную форму (рис. 1). Часть даек выполняют кольцевые трещины, обрамляющие трубообразное тело.

Жарчихинское молибденовое месторождение относится к штокверковому типу и связано с трубообразным телом эруптивных брекчий. Становление этого тела происходило в три этапа:

1) эксплозивные, существенно мономиктовые брекчии по граносиенитам и сиенитам калишпатизированным;

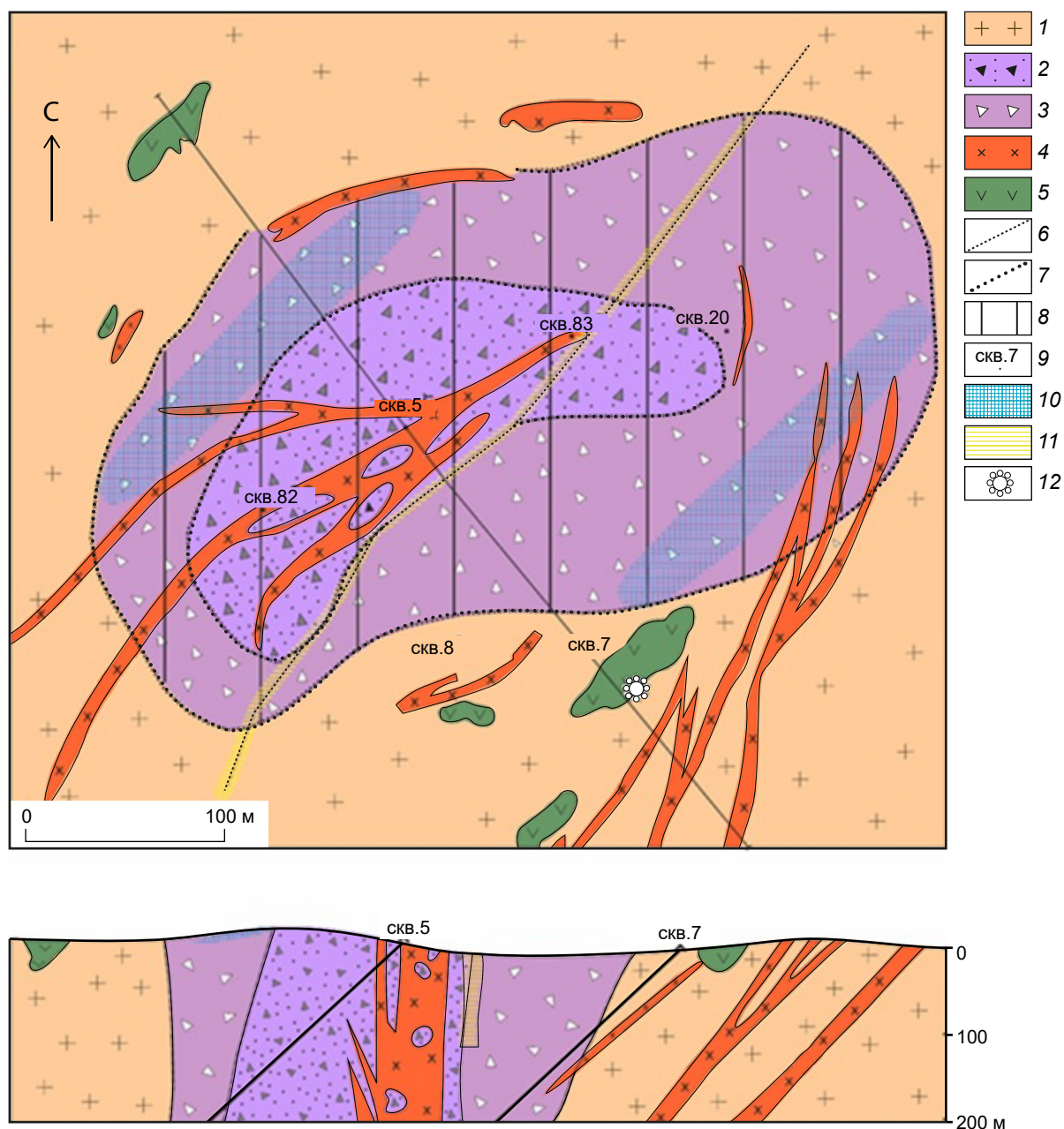


Рис. 1. Схема геологического строения и разрез Жарчихинского месторождения по [5]:

1 – гранитоиды; 2 – внутренняя зона брекчий (граниты, сиениты, микродиориты, трахиты); 3 – внешняя зона брекчий (граниты, сиениты); 4 – дайки гранитов; 5 – ксенолиты монзонитов и диоритов; 6 – линия тектонического нарушения; 7 – границы распространения брекчий; 8 – поле распространения молибденовой минерализации; 9 – номера скважин; 10 – зоны распространения фтор-бериллиевой минерализации; 11 – зона распространения алюмофторидной минерализации, 12 – проявление карбонатитов

Fig. 1. Schematic geological map and cross-section of the Zharchikhinskoye deposit [5]:

1 – granitoids; 2 – inner zone of breccias (granites, sienites, microdiorites, trachytes); 3 – outer zone of breccias (granites, sienites); 4 – granite dikes; 5 – monzonite and diorites xenoliths; 6 – tectonic fault line; 7 – breccias borders; 8 – area of the molybdenum mineralization; 9 – drill-holes numbers; 10 – zones of the fluorine-beryllium mineralization; 11 – zone of the aluminum-fluoride mineralization; 12 – carbonatite occurrence

2) периферические брекчии по боковым породам, дайки трахириолитов, трахитов, микросиенитов;

3) эруптивные, существенно полимиктовые брекчии по гранитам, кварцевым сиенитам, альбитизированным сиенитам [6].

Месторождение представляет собой штокверк столбообразной формы, оконтуренный по бортовому содержанию 0,02 % Мо. Молибденовое оруденение практически совпадает с телом брекчий (рис. 2). Минерализованные брекчии, дайки и небольшая (шириной от 5 до 20 м) экзоконтактовая полоса гидротермально-изменённых вмещающих пород, содержащих прожилково-вкрапленную кварц-молибденитовую минерализацию, образуют контур промышленных молибденовых руд.

Рудные минералы слагают рассеянную вкрапленность, агрегатные скопления в интенсивно дроблёных породах и прожилки молибденитового, молибденит-кварцевого и кварц-сульфидного составов, которые образуют рудный штокверк (рис. 2, а, b, c). Общій минеральный состав молибденит-кварцевых руд Жарчихинского месторождения представлен в таблице 1.

Для U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования были опробованы брекчированные граниты (проба ZH-01-15) из обнажения, показанного на рис. 2-а, а также массивные среднезернистые граниты (ZH-01-2-15), отобранные в нескольких десятках метров севернее данной точки. Значительное количество цирконов из этих проб имеют U-Pb изотопный состав с дискордантным положением относительно конкордии (рис. 3, табл. 2), что предполагает наличие нерадиоогенного свинца в их изотопной системе. Поэтому оценка возраста проводилась методом пересечения средней линии, образуемой точками изотопного состава цирконов, с конкордией.

Кроме того, для каждой пробы был рассчитан средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, скорректированный на нерадиоогенный свинец с помощью ^{207}Pb -поправки с использованием изотопного состава нерадиоогенного свинца по модели Стейси-Крамерса [28]. При этом сред-

невзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст с ^{207}Pb -коррекцией для цирконов фанерозойского возраста представляется наиболее точным [4]. Для пробы ZH-01-15 брекчированного гранита по 24 определениям возраст оценён в 282 ± 3 млн лет; для пробы ZH-01-2-15 среднезернистого гранита по 26 точкам – 281 ± 3 млн лет.

Кроме главного штокверка на месторождении установлена линейная зона флюорит-кварц-полевошпатовых прожилков с бериллийсодержащими минералами, которые в большом количестве встречаются в гранитах и сиенитах периферических частей месторождения, а также в центральной брекчии (рис. 1). Эти прожилки имеют неровные границы со вмещающими породами, характеризуются малой мощностью (до 1,5–2 см). Нередко они слагают цемент в участках раздробленных пород. Иногда в прожилках отмечается редкая вкрапленность пирита и мусковита. Полевые шпаты представлены микроклином и альбитом. Последний развивается по калиевому полевошпату, иногда полностью замещая его. Среди бериллиевых минералов установлены берtrandит и фенакит. Первый в основном отмечается в ассоциации с агрегатами флюорита и калиевого полевого шпата, второй преимущественно тяготеет к существенно кварцевым и флюорит-кварцевым выделениям. Установлено, что формирование таких флюорит-кварц-полевошпатовых прожилков происходило при температурах, достигавших 450–490 °C [14].

Молибденовая минерализация

На месторождении наиболее широко распространено вкрапленное оруденение. Оно представлено очень мелким (дисперсным) молибденитом, приуроченным преимущественно к цементу взрывчатой брекчии, которая за счёт этого имеет выраженную серую окраску. Такой молибденит макроскопически практически невидим. Кроме этого, молибденит в рудах присутствует в составе молибденит-кварцевых и «сухих» молибденитовых прожилков, где образует мелкие чешуйки или

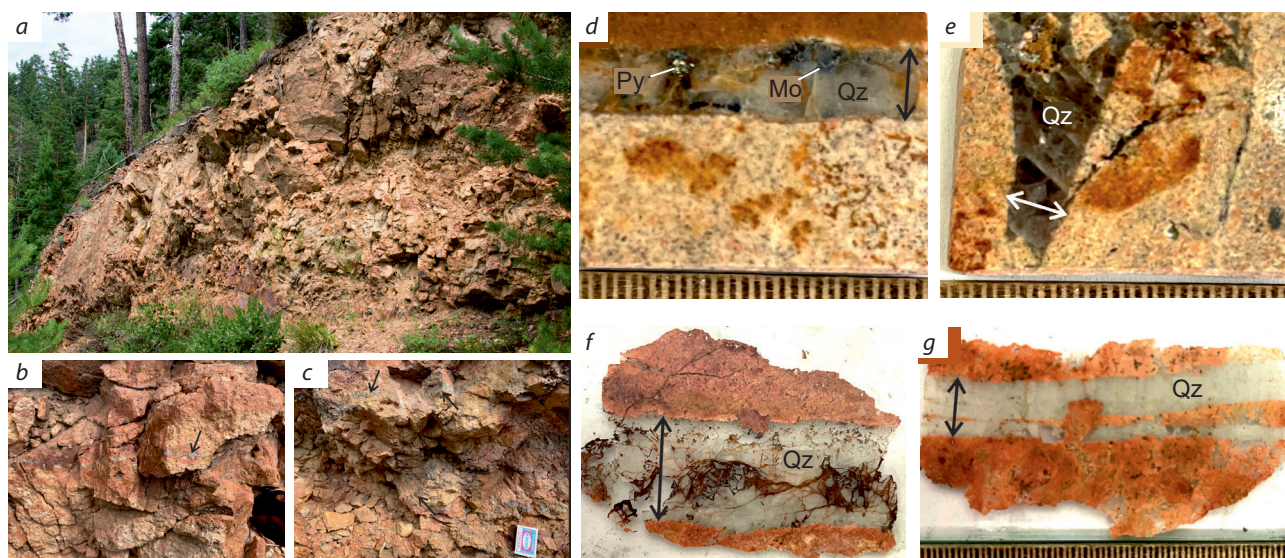


Рис. 2. Молибденит-кварцевые прожилки Жарчихинского месторождения:

a – фото обнажения, вскрывающего штокверк кварц-молибденитовых прожилков; *b, c* – сеть маломощных кварц-молибденитовых прожилков в брекчированных гранитоидах; *d, e* – фотографии аншлифов кварцевых прожилков с гнездами рудных минералов; *f, g* – фотографии полированных пластин кварц-молибденитовых прожилков: *f* – кварцевый прожилок с множеством микротрещин и зонами интенсивной лимонитизации. Стрелками показаны прожилки (*b, c*) и мощность прожилков (*d–g*). Qz – кварц, Mo – молибденит, Py – пирит

Fig. 2. Molybdenite-quartz veinlets at the Zharchikhinskoye deposit:

a – photo of an outcrop exposing a stockwork of quartz-molybdenite veinlets; *b, c* – network of thin quartz-molybdenite veinlets in brecciated granitoids; *d, e* – microphotographs of polished sections of quartz veinlets with nests of sulfide minerals; *f, g* – photographs of polished plates of quartz-molybdenite veinlets; *f* – quartz veinlet with numerous microcracks and zones of intense limonitization. Arrows indicate veinlets (*b, c*) and veinlet thicknesses (*d–g*). Abbreviations: Qz – quartz, Mo – molybdenite, Py – pyrite

Табл. 1. Общий минеральный состав рудных прожилков

Table 1. General mineral composition of ore-forming veinlets

Главные	Второстепенные	Редкие	Гипергенные
кварц	пирит	рутил	ферримолибдит $Fe_2(MoO_4)_3 \cdot nH_2O$
молибденит	сфалерит	циркон	вulfенит $PbMoO_4$
микроклин	халькопирит	ксенотим	повеллит $Ca[MoO_4]$
	пирротин	монацит	лимонит
	магнетит	фенакит Be_2SiO_4	гётит
	ильменит	флоренсит $CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$	англезит $PbSO_4$
	анатаз	барит	церуссит $PbCO_3$
	флюорит	каолинит	гидроокислы марганца
	альбит	хлорит	
	сидерит	алюмофториды	
	кальцит		
	мусковит		

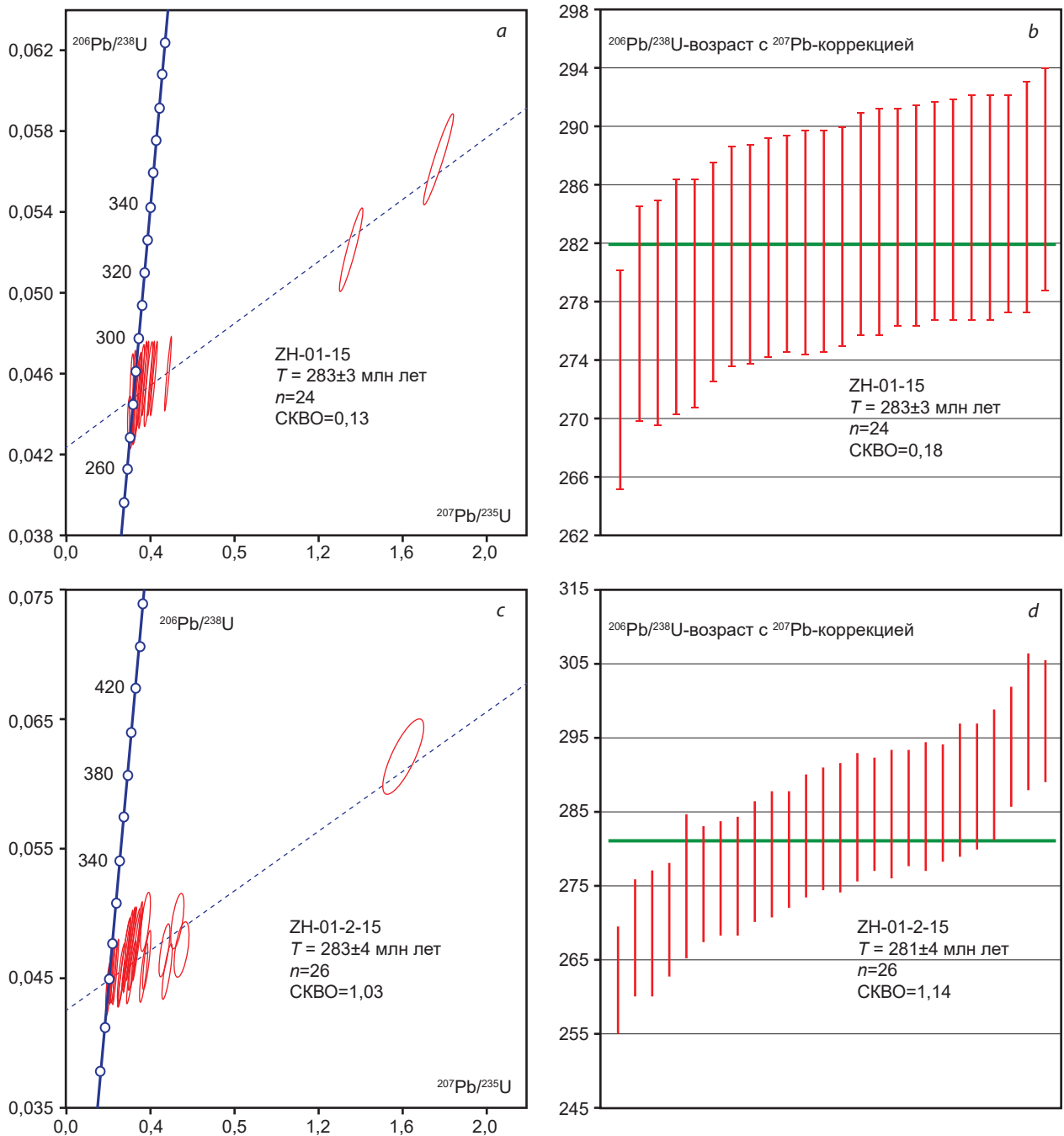


Рис. 3. Результаты U-Pb датирования цирконов:

a – диаграмма с конкордией по обр. ZH-01-15; *b* – средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, скорректированный на нерадиоогенный свинец, по обр. ZH-01-15; *c* – диаграмма с конкордией по обр. ZH-01-2-15; *d* – средневзвешенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст, скорректированный на нерадиоогенный свинец, по обр. ZH-01-2-15

Fig. 3. Results of U-Pb dating of zircons:

a – concordia diagram for sample Zh-01-15; *b* – weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age corrected for non-radiogenic lead for sample $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; *c* – concordia diagram for sample Zh-01-2-15; *d* – weighted average $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age corrected for non-radiogenic lead for sample Zh-01-2-15



их скопления. Также на месторождении отмечается вкрапленность пирита, флюорита, анатаза, в более редких случаях сфалерита, галенита и магнетита.

Молибденит-кварцевые прожилки имеют основное практическое значение и наиболее распространены на месторождении. Мощность таких прожилков варьирует от первых миллиметров до ~ 1–2 см (рис. 2, *b–g*), в среднем около 5 мм. Контакты прожилков с вмещающими породами отчётливые, чаще неровные, в некоторых участках в прожилках отмечаются ксенолиты вмещающих пород.

Основной жильный минерал – кварц, содержание его в прожилках – до 90 %. Зёрна кварца образуют сплошные скопления, окраска меняется от молочной до тёмно-серой. Помимо кварца среди жильных минералов присутствует калиевый полевой шпат (до 5–10 %), который находится в тесном срастании с зёрнами кварца (рис. 4, *a, c, g*), кроме него идентифицированы относительно редкие агрегаты барита (рис. 4, *f*), альбита (рис. 4, *g*), флюорита (рис. 4, *f, h*) и мусковита.

Барит в прожилках и околопрожилковых оторочках слагает небольшие агрегаты (рис. 4, *f*) или скопления либо встречается в виде маломощных прожилков. Он относится к числу поздних минералов. Участками барит характеризуется зональным строением, относительно однородным составом, невысоким содержанием стронция и свинца (до 2 мас. %). Зональность в барите обусловлена присутствием тонкой вкрапленности глинистых минералов. Кроме этого, в некоторых рудных прожилках были также идентифицированы арфведсонит, топаз и кальцит.

Главный рудный минерал месторождения – молибденит, он сохранился только в образцах из керна. В прожилках, отобранных нами из коренных обнажений, из минералов молибдена встречаются вульфенит ($PbMoO_4$), ферримолибдит ($Fe_2(MoO_4)_3 \cdot nH_2O$) и редко повеллит ($Ca[MoO_4]$) – продукты зоны окисления, которые, по всей видимости, сформировались по молибдениту.

Молибденит представлен тонкодисперсными агрегатами с размером чешуек менее

0,01–0,05 мм. В прожилках молибденит характеризуется весьма неравномерным распределением, встречается в виде мелких одиночных чешуек либо в виде гнездовидных или пучковидных скоплений (рис. 4, *a*), а также просечек. Доминирующая часть агрегатов молибденита находится в тесной ассоциации с кварцем и приурочена к интерстициям и микротрещинкам (рис. 4, *a, f*), образуя относительно обогащённые участки мощностью от первых миллиметров 0,3–0,5 см.

Чаще всего скопления мелкочешуйчатого молибденита приурочены к зальбандам прожилков (рис. 2, *d*), что свидетельствует об его отложении на более ранних этапах формирования прожилков. Из рудных минералов в сростках с молибденитом иногда встречается пирит.

В некоторых прожилках из образцов, отобранных из коренных обнажений штокверка, основной минерал молибдена представлен вульфенитом (рис. 4, *d*), который слагает скопления относительно мелких (до 1–2 мм) агрегатов неправильной формы или заполняет микротрещины (рис. 4, *e*). Вульфенит, по всей видимости, образовался по агрегатам молибденита.

В качестве второстепенных минералов в зальбандах прожилков и в околопрожилковых оторочках нами были идентифицированы пирит (рис. 2, *d*; рис. 4, *b*), галенит, сфалерит, фенакит (рис. 4, *g*), флоренсит (рис. 4, *c*), единичные зёрна халькопирита, пирротина и магнетита.

Среди аксессуарных минералов в прожилках и околопрожилковых оторочках доминирующим является рутил (рис. 4, *a, f*), в меньшей степени присутствуют зёрна циркона (рис. 4, *c*), монацита (рис. 4, *g*) и ксенотима (рис. 4, *c*).

В околопрожилковых диффузионно-метасоматических оторочках, кроме вышеперечисленных минералов, появляются редкие ильменит, хлорит.

Вторичные минералы представлены сидеритом (рис. 4, *b*), каолинитом и хлоритом, гипергенные – ферримолибдитом, вульфенитом, повеллитом, англезитом, церусситом.

Табл. 2. Результаты U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования брекчированных и массивных среднезернистых гранитов Жарчихинского месторождения

Table 2. Results of U-Pb isotope LA-ICP-MS dating of brecciated and massive medium-grained granites of the Zharchikhinskoye deposit

№	Th/U	Отношение				RHO	Возраст								
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ					
ZH-01-15, брекчированный гранит															
1	0,63	0,18962	0,00522	1,36098	0,03835	0,00139	0,94663	2739	45	328	9	872	16	273	7
2	0,21	0,05191	0,00145	0,32172	0,00923	0,04500	0,92175	281	62	284	7	283	7	284	7
3	2,32	0,05727	0,00185	0,35526	0,01159	0,04504	0,83028	502	70	284	8	309	9	282	8
4	0,25	0,05716	0,00155	0,35976	0,01006	0,04570	0,94686	497	59	288	7	312	8	286	7
5	1,43	0,05161	0,00155	0,31818	0,00975	0,04477	0,87471	268	67	282	7	281	8	282	7
6	1,94	0,05329	0,00190	0,32314	0,01154	0,04403	0,76952	341	79	278	7	284	9	277	8
7	1,57	0,04987	0,00185	0,30889	0,01146	0,04498	0,74306	189	84	284	8	273	9	284	8
8	1,54	0,05287	0,00156	0,32032	0,00965	0,04399	0,88285	323	66	278	7	282	7	277	7
9	1,06	0,05896	0,00168	0,36575	0,01070	0,04504	0,91072	565	61	284	7	317	8	282	7
10	1,94	0,05295	0,00193	0,32825	0,01199	0,04501	0,75422	327	81	284	8	288	9	283	8
11	0,49	0,05253	0,00146	0,32374	0,00925	0,04475	0,93070	308	62	282	7	285	7	282	7
12	0,81	0,05895	0,00166	0,36989	0,01068	0,04556	0,91982	565	60	287	7	320	8	285	7
13	1,08	0,06446	0,00203	0,40529	0,01290	0,04565	0,84653	757	65	288	8	346	9	283	8
14	0,21	0,05228	0,00142	0,32462	0,00911	0,04509	0,94042	298	61	284	7	286	7	284	7
15	0,44	0,05567	0,00206	0,34831	0,01287	0,04543	0,75061	439	80	286	8	303	10	285	8
16	0,72	0,06376	0,00186	0,39746	0,01187	0,04526	0,89519	734	61	285	7	340	9	281	7
17	0,92	0,06159	0,00196	0,38738	0,01246	0,04566	0,84432	660	67	288	8	333	9	284	8
18	0,41	0,06512	0,00184	0,41106	0,01189	0,04583	0,92031	778	58	289	8	350	9	284	7
19	0,98	0,22811	0,00614	1,77407	0,04918	0,05647	0,95820	3039	42	354	9	1036	18	278	8
20	0,97	0,05270	0,00159	0,32248	0,00994	0,04443	0,86893	316	67	280	7	284	8	280	7
21	0,60	0,05285	0,00150	0,32796	0,00956	0,04506	0,91359	322	63	284	7	288	7	284	7
22	1,85	0,05489	0,00198	0,33937	0,01223	0,04489	0,76033	408	78	283	8	297	9	282	8
23	1,14	0,05364	0,00257	0,32663	0,01538	0,04421	0,61968	356	104	279	8	287	12	278	8
24	0,48	0,07588	0,00208	0,48023	0,01359	0,04595	0,93822	1092	54	290	8	398	9	281	7



Продолжение таблицы 2

№	Th/U	Отношение				RNO	Возраст									
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	σ		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	σ				
ZH-01-2-15, массивный среднернзистый гранит																
1	0,38	0,08064	0,00279	0,53729	0,01859	0,04834	0,00135	0,80715	1213	66	304	8	437	12	294	8
2	0,13	0,08040	0,00284	0,54250	0,01913	0,04895	0,00137	0,79369	1207	68	308	8	440	13	298	8
3	0,99	0,09271	0,00332	0,57732	0,02064	0,04518	0,00128	0,79245	1482	67	285	8	463	13	271	8
4	0,52	0,11955	0,00408	0,74777	0,02564	0,04538	0,00127	0,81619	1950	60	286	8	567	15	262	7
5	0,11	0,05300	0,00179	0,33022	0,01127	0,04521	0,00126	0,81661	329	75	285	8	290	9	285	8
6	0,41	0,05155	0,00178	0,32188	0,01119	0,04530	0,00127	0,80644	266	77	286	8	283	9	286	8
7	0,47	0,09249	0,00325	0,59611	0,02107	0,04676	0,00132	0,79866	1477	65	295	8	475	13	280	8
8	0,19	0,11940	0,00435	0,76325	0,02778	0,04638	0,00133	0,78787	1947	64	292	8	576	16	268	8
9	0,11	0,11316	0,00403	0,73689	0,02637	0,04725	0,00135	0,79841	1851	63	298	8	561	15	275	8
10	0,53	0,12169	0,00508	0,82944	0,03389	0,04945	0,00150	0,74240	1981	73	311	9	613	19	285	9
11	0,17	0,07589	0,00272	0,47197	0,01706	0,04512	0,00129	0,79096	1092	70	285	8	393	12	276	8
12	0,15	0,05445	0,00204	0,33772	0,01272	0,04500	0,00130	0,76701	390	81	284	8	295	10	283	8
13	0,24	0,06851	0,00251	0,43781	0,01617	0,04637	0,00134	0,78243	884	74	292	8	369	11	286	8
14	1,39	0,05271	0,00230	0,32486	0,01410	0,04472	0,00134	0,69037	316	96	282	8	286	11	282	8
15	0,39	0,07135	0,00289	0,46108	0,01871	0,04690	0,00140	0,73563	967	81	295	9	385	13	289	9
16	0,16	0,06498	0,00250	0,40201	0,01562	0,04489	0,00132	0,75680	774	79	283	8	343	11	279	8
17	0,55	0,09418	0,00364	0,60046	0,02343	0,04627	0,00137	0,75881	1512	71	292	8	478	15	277	8
18	0,66	0,29462	0,01154	2,52692	0,09939	0,06224	0,00187	0,76387	3442	60	389	11	1280	29	275	10
19	1,24	0,05625	0,00246	0,35336	0,01551	0,04559	0,00140	0,69962	461	95	287	9	307	12	286	9
20	0,10	0,05377	0,00226	0,34150	0,01446	0,04610	0,00141	0,72234	361	92	291	9	298	11	290	9
21	0,25	0,07315	0,00305	0,46683	0,01963	0,04632	0,00142	0,72905	1018	82	292	9	389	14	284	9
22	0,41	0,13292	0,00581	0,86700	0,03808	0,04735	0,00148	0,71165	2137	75	298	9	634	21	269	9
23	0,41	0,05221	0,00229	0,32280	0,01427	0,04489	0,00140	0,70549	294	97	283	9	284	11	283	9
24	0,17	0,05092	0,00223	0,31036	0,01375	0,04425	0,00138	0,70393	237	98	279	9	275	11	279	9
25	0,43	0,05672	0,00260	0,35906	0,01654	0,04596	0,00146	0,68961	480	99	290	9	312	12	288	9
26	0,26	0,08657	0,00387	0,58781	0,02654	0,04930	0,00156	0,70083	1351	84	310	10	470	17	297	9

Примечание. RNO – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ –возраст, скорректированный на радиогенный свинец.

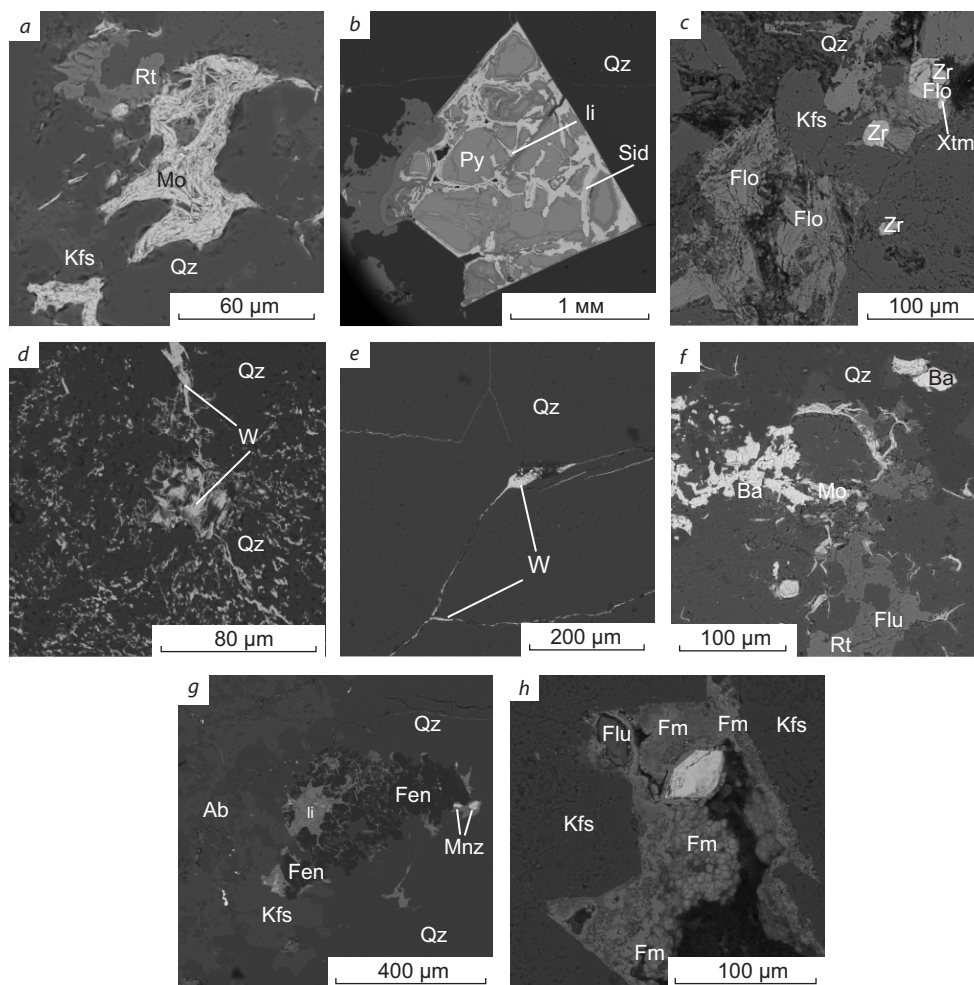


Рис. 4. Взаимоотношения минералов в кварц-молибденитовых прожилках и околопрожилковых зонах Жарчихинского месторождения (фотографии в обратно-рассеянных электронах):

a – гнездовидное скопление молибденита на контакте с кварцем, калиевым полевым шпатом и рутилом в прожилке; *b* – зерно пирита, частично замещённое агрегатами лимонита и сидерита в прожилке; *c* – агрегаты флоренцита на контакте с зёрнами калиевого полевого шпата, циркона и ксенотима в прожилке; *d* – скопления вольфенита среди зёрен кварца; *e* – микротрещины, заполненные вольфенитом; *f* – участок околопрожилковой оторочки с редким молибденитом, флюоритом и зёрнами барита; *g* – зона контакта прожилка со вмещающей породой, агрегаты фенакита на контакте с кварцем и монацитом; *h* – плёнка натёчных агрегатов ферримольбдита. Qz – кварц, Kfs – калиевый полевой шпат, Sid – сидерит, Flu – флюорит, Ba – барит, Fen – фенакит, Mo – молибденит, W – вольфенит, Py – пирит, Fm – ферримольбдит, li – лимонит, Flo – флоренцит, Rt – рутил, Zr – циркон, Xtm – ксенотим, Mnz – монацит

Fig. 4. Mineral relationships in quartz-molybdenite veinlets and near-veinlet zones of the Zharchikhinskoye deposit. Backscattered electron photographs:

a – nest-shaped molybdenite cluster at the contact with quartz, K-feldspar, and rutile in the veinlet; *b* – pyrite grain partially replaced by limonite and siderite aggregates in the veinlet; *c* – florencite aggregates at the contact with K-feldspar, zircon, and xenotime grains in the veinlet; *d* – wulfenite cluster among quartz grains; *e* – microcracks filled with wulfenite; *f* – a fragment of the near-veinlet rim with rare molybdenite, fluorite, and barite grains; *g* – contact zone of the veinlet with the host rock; phenakite aggregates at the contact with quartz and monazite; *h* – film of ferrimolybdenite aggregates. Abbreviations: Qz – quartz, Kfs – potassium feldspar, Sid – siderite, Flu – fluorite, Ba – barite, Fen – phenakite, Mo – molybdenite, W – wulfenite, Py – pyrite, Fm – ferrimolybdenite, li – limonite, Flo – florencite, Rt – rutile, Zr – zircon, Xtm – xenotime, Mnz – monazite



Ферримолибдит отмечается в виде поздних шаровидных натёчных агрегатов, образующих плёнки в пустотах выщелачивания (рис. 4, *h*). Кроме этого, в прожилках интенсивно развиты гидроокислы железа и марганца (рис. 2, *f*).

«Сухие» молибденитовые прожилки состоят практически полностью из молибденита (до 90–95 об. %), помимо которого в небольших количествах могут присутствовать кварц, пирит, флюорит, тяготеющие в основном к осевой части прожилков. Такие прожилки, как правило, имеют небольшую мощность (до 1–2 мм), часто ветвящееся строение, неровные извилистые границы со вмещающими породами. В относительно слабонарушенных породах они обычно прямолинейные. Мономинеральные агрегаты молибденита иногда встречаются также в межзерновых пространствах вмещающих гранитов в виде гнездообразных или неправильных обособлений.

Также на Жарчихинском месторождении в небольших количествах присутствуют более поздние кварц-пиритовые, кварц-пирит-флюоритовые и кварц-флюорит-полисульфидные прожилки. Минеральный состав прожилков существенно кварцевый (до 90 об. %) с переменными количествами агрегатов пирита, галенита, флюорита, сфалерита. В качестве редких минералов в них присутствуют зёрна пирротина, халькопирита и карбонатов. Такие прожилки относятся к пострудному этапу и не содержат молибденовой минерализации. Они имеют неправильную извилистую или ветвящуюся форму, резкие границы со вмещающими породами. Мощность прожилков варьирует от 0,2–0,3 см и в редких случаях достигает 0,6–1 см.

Кроме этого, на заключительном этапе гидротермальной деятельности Жарчихинской рудообразующей системы формировалась алюмофторидная и алюмофосфатная минерализация [21]. В её составе установлены редкие минералы: прозопит $\text{CaAl}_2\text{F}_6(\text{OH})_2$, ральстонит $(\text{Na}_{0,5}(\text{Al},\text{Mg})_2(\text{F},\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O})$, геарксутит $(\text{CaAl}(\text{OH},\text{F})_5 \cdot \text{H}_2\text{O})$, жарчихит $(\text{AlF}(\text{OH})_2)$ [2], чёрчит $(\text{YPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$ и минерал группы плюмбогуммита $(\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6)$ с промежуточным составом гоацит-горсейксит-

флоренсит. С алюмофторидами также ассоциируют кварц, флюорит, барит, сидерит, каолинит. Эта минерализация развита в центральной части Жарчихинского месторождения, где слагает несколько зон редкого прожилкования, вытянутых параллельно дайке гранитов, и прослеживается до глубины ~ 500 м, ширина зон достигает десятков метров. Такие прожилки имеют мощность до первых сантиметров, неправильную форму, часто ветвящееся строение; также они цементируют дроблённые граниты. Завершается этот этап процессами аргиллизации и окварцевания пород.

Термобарогеохимические исследования

С целью реконструкции физико-химических условий и определения солевого состава рудообразующих растворов, ответственных за формирование молибденового оруденения, были проведены термобарогеохимические исследования. Были изучены первичные и первично-вторичные флюидные включения в зёрнах кварца (рис. 5) из молибденит-кварцевых прожилков, слагающих главную продуктивную минерализацию на Жарчихинском месторождении.

В ходе исследований были идентифицированы вторичные, псевдовторичные и первичные флюидные включения. Всего было изучено около 40 флюидных включений. Большая часть ФВ представлена мелкими (до ~ 1–5 мкм) вторичными ($\Gamma < \text{Ж}$), среди которых отмечаются редкие одиночные включения с относительно крупной газовой фазой. Последние идентифицированы нами как первичные, так как соответствуют критериям первичности [18]. Поскольку зоны роста минерала-хозяина визуальным образом никак не проявляются, основным критерием первичности ФВ являлось их одиночное расположение в зёрнах (рис. 5, *a–d*) на удалении от систем микротрещин в кварце и от шлейфов вторичных ФВ.

Первичные включения имеют небольшие размеры от первых микрон до ~ 7–9 мкм, в редких случаях достигают ~ 11–15 мкм. Включения имеют разную форму: овальную, округлую, прямоугольную, изометричную, вытянутую и др. По фазовому составу все первичные

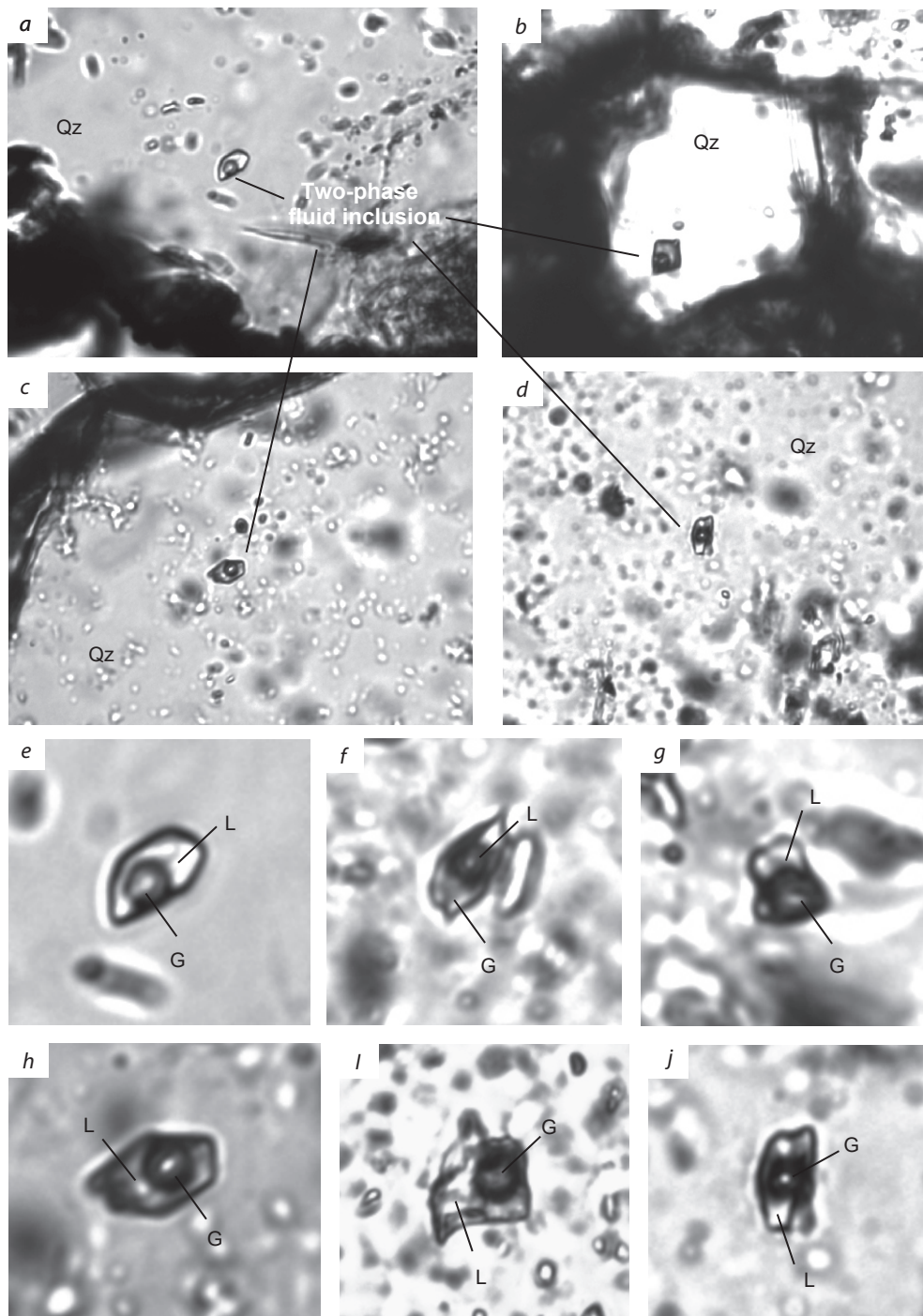


Рис. 5. Флюидные включения из зёрен кварца рудных молибденит-кварцевых жил месторождения Жарчихинское: *a-d* – одиночные первичные включения на удалении от «шлейфов» вторичных включений, общий вид; *e-j* – двухфазовые флюидные включения крупным планом (L+G). Qz – кварц, L – жидкость, G – газовая фаза

Fig. 5. Fluid inclusions from quartz grains in molybdenite-quartz veins of the Zharchikhinskoye deposit: single primary inclusions at a distance from trails of secondary inclusion, general view (*a-d*); *e-j* – close-up of two-phase fluid inclusions (L+G). Abbreviations: Qz – quartz, L – liquid, G – gas phase



включения представлены двухфазовыми – жидкость \geq газ, пузырь газа достаточно крупный, занимает до 40–60 об. % (рис. 5, e–j).

По данным криометрических исследований и КР-спектроскопического изучения, в газовой фазе изученных включений углекислота и другие газы не идентифицированы.

Температуры гомогенизации в большинстве изученных ФВ варьируют в интервале от ~ 402 до 320 °С, и лишь в единичных включениях зафиксированы относительно низкие значения в более узком диапазоне – 265 – 245 °С.

Температуры эвтектики имеют значения в интервале -36 и -33 °С, в некоторых первичных включениях отмечается отчётливое усиление таяния льда при температуре -23 °С. Таким образом, основные солевые компоненты рудообразующих растворов представлены хлоридами железа и магния с небольшой примесью натрия и калия.

Температуры плавления льда во включениях варьируют в интервале от -8 до $-4,3$ °С, что соответствует относительно слабой общей солёности рудообразующих растворов $\sim 5,7$ – $11,7$ мас. % экв. NaCl.

Ранее предшественниками [14] было установлено, что наиболее высокотемпературными образованиями являются дорудный флюорит и кварц с реликтами микроклина с максимальными температурами гомогенизации ~ 420 – 490 °С. Значения температур гомогенизации флюидных включений в кварце и флюорите были определены в широком температурном интервале от ~ 268 до 390 °С. Давление, рассчитанное по данным изучения таких включений в кварце, соответствовало интервалу 1280 – 1400 кг/см² (1255 – 1372 бар).

Обсуждение результатов

С помощью U–Pb LA-ICP-MS датирования было оценено время кристаллизации цирконов из брекчированных гранитов и массивных среднезернистых гранитов, которые показали близкие значения возраста: 282 ± 3 и 281 ± 3 млн лет соответственно. Такие значения отвечают позднепалеозойскому времени и близки к возрасту Ангаро-Витимского батолита (арал-плутона). С учётом того, что молибденовая

минерализация имеет наложенный характер и приурочена к телу эруптивных брекчий, формирование которых синхронно с мезозойскими дайками, в данном случае позднепалеозойские граниты являются дорудными. Брекчия сложена преимущественно обломками этих же гранитов. Следовательно, вопрос о времени рудообразования остаётся открытым. Предположительно рудообразующие процессы обусловлены проявлением мезозойских тектономагматических событий, поскольку известные крупные W–Mo месторождения Джидинского рудного поля также имеют мезозойский возраст [26].

По особенностям вещественного состава руд Жарчихинское месторождение отличается от известных в регионе крупных W–Mo объектов отсутствием вольфрамового оруденения, а также наличием непромышленной бериллиевой, полисульфидной и алюмофторидной минерализации, что свидетельствует о специфике рудообразующих флюидов. В частности, в солевом составе минералообразующих гидротермальных растворов, кроме хлоридов, можно предполагать наличие незначительного количества фторидов. Фтор, по всей видимости, накапливался в остаточном флюиде, что обусловило отложение алюмо-фторидных минералов в ассоциации с флюоритом и другими фторсодержащими минералами на позднем этапе эволюции Жарчихинской рудно-магматической системы.

Полученные нами данные по температурам гомогенизации ФВ сопоставимы с ранее известными, но показывают более высокотемпературные условия минералообразования на главной продуктивной (кварц-молибденитовой) стадии. Максимальное измеренное нами значение температуры гомогенизации ФВ, которое показывает минимальную температуру захвата ФВ, составляет 402 °С, что соответствует среднетемпературным условиям отложения молибденовой минерализации. При этом в ряде включений температуры гомогенизации ниже и попадают в интервал 265 – 245 °С. Такие ФВ, по-видимому, относятся к более позднему относительно низкотемпературному кварцу.

С учётом ранее полученных значений давлений минералообразования (1255–1372 бар), расчёт истинной температуры захвата ФВ в программе HokieFlincs_{H₂O-NaCl} [29] показывает значения 538–554 °С. Однако следует иметь в виду, что цитируемая программа основана на уравнениях, разработанных для системы H₂O–NaCl, тогда как в данном случае мы имеем дело с Fe–Mg-хлоридной солевой системой с примесью F, что должно влиять на расчётные значения истинной температуры.

Для процесса рудообразования установлены относительно повышенные давления минералообразования – более 1,2 кбар, соответствующие глубине порядка 4 км согласно геобарическому градиенту. Учитывая, что оруденение приурочено к телу эруптивных брекчий, можно предполагать, что такие повышенные давления в близповерхностных условиях обусловили проявление эксплозивных процессов и формирование трубообразного тела брекчий. В таком случае рудоотложение на месторождении происходило на фоне резкого понижения *P-T* параметров. Поскольку растворимость молибдена в силикатном расплаве возрастает с увеличением давления и температуры [27], то вышеуказанный процесс резкого снижения названных параметров приводил к осаждению молибденита в прожилках. При этом ведущим фактором отложения молибдена в трещинах, по всей видимости, было понижение температурных условий, поскольку сингенетичные существенно-водные и существенно-газовые включения, являющиеся признаком вскипания растворов за счёт падения давления, нами не были обнаружены. Также необходимо учитывать, что Fe–Mg-хлоридные флюиды обладают повышенной плотностью и могут не демонстрировать кипения даже при резком снижении давления. Поэтому можно предполагать, что снижение давления также способствовало отложению молибдена в трещинах.

Рудообразующие флюиды, формировавшие молибденовую минерализацию Жарчихинского месторождения, по данным изучения ФВ, имели относительно низкую солёность

порядка ~ 5,7–11,7 мас. % экв. NaCl, что соответствует значениям общей солёности флюидов крупного Первомайского молибденового месторождения [26]. Это также в целом отвечает относительно низким солёностям флюидов большинства молибденовых месторождений согласно обширной базе данных, опубликованной в работе В. Б. Наумова и др. [9], в которой обобщены результаты исследований физико-химических параметров формирования гидротермальных месторождений и рудопроявлений вольфрама, молибдена и других металлов.

Заключение

Таким образом, методом U–Pb LA-ICP-MS датирования было оценено время кристаллизации цирконов из брекчированных гранитов и массивных среднезернистых гранитов, которые дали достаточно близкие значения возраста – 282±3 и 281±3 млн лет соответственно. Такие значения отвечают позднепалеозойскому времени и близки к возрасту Ангаро-Витимского батолита (ареал-плутона). Руды Жарчихинского месторождения характеризуются отсутствием вольфрамовых минералов (в отличие от многих известных молибденовых месторождений) и наличием непромышленной бериллиевой, полисульфидной и алюмофторидной минерализации. Главный рудный минерал месторождения – молибденит, в гипергенных условиях развиваются вторичные минералы молибдена – вульфенит, повеллит, ферримолибдит. Также в рудах установлены следующие рудные минералы: пирит, сфалерит, пирротин, халькопирит, магнетит, ильменит, анатаз, фенакит.

Значения температур гомогенизации флюидных включений в кварце и флюорите были определены в интервале от 245 до 402 °С. С учётом данных по давлениям, составляющим 1255–1372 бар, пересчёт максимального значения температуры гомогенизации показывает интервал расчётных температур захвата ФВ 538–554 °С. Ведущим фактором отложения молибденита в прожилках было снижение температуры. Рудообразующие растворы



имели относительно низкую солёность порядка 5,7–11,7 мас. % экв. NaCl; основные солевые компоненты рудообразующих растворов представлены хлоридами железа и магния с небольшой примесью натрия, калия и фторидов.

Авторы выражают благодарность А. А. Савченко и М. О. Рампилову за помощь и консультацию.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ (проект РФФ №24-27-20090).

Список литературы

1. Батурина Е. Е., Рипп Г. С. Молибденовые и вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья (основные черты металлогении и геохимии). – М. : Наука, 1984. – 152 с.
2. Болохонцева С. В., Батурина С. В., Ильменев Е. С., Панова М. А., Пурусова С. П. Жарчихит $\text{AlF}(\text{OH})_2$ – новый минерал // Записки всеоюзного минералогического общества. – 1988. – Вып. 1. – С. 79–83.
3. Борисенко А. С. Изучение солевого состава газозо-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. – 1977. – № 8. – С. 16–27.
4. Буянтуев М. Д., Хубанов В. Б., Врублевская Т. Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8, № 2. – С. 369–384.
5. Верник В. Л. и др. Жарчихинское месторождение молибдена. Результаты предварительной разведки, с подсчетом запасов на 1 августа 1983 г. – Улан-Удэ : Бурятгеология, 1983. – Т. 1. – 207 с.
6. Гордиенко И. В., Ланцева В. С., Бадмацзыренова Р. А., Елбаев А. Л. Селенгинский рудный район Республики Бурятия: геологическое строение, минерагения, геодинамика, перспективы развития // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. – 2018. – Т. 41, № 1. – С. 9–37.
7. Дондоков З. Б.-Д., Потапов Л. В., Кислов Е. В. Минерально-сырьевой комплекс Республики Бурятия: состояние и перспективы развития // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2015. – № 6. – С. 43–51.
8. Игнатович В. И. Молибденовые месторождения Западного Забайкалья и особенности их поиска // Советская геология. – 1980. – № 2. – С. 34–46.
9. Наумов В. Б., Дорофеева В. А., Миронова О. Ф. Физико-химические параметры формирования гидротермальных месторождений по данным исследований флюидных включений. IV. Месторождения меди и молибдена. // Геохимия. – 2017. – № 8. – С. 715–729.
10. Онтоев Д. О. Зональность Мало-Ойногорского молибден-вольфрамового месторождения (Джидинский рудный район) / Вертикальная зональность магматических рудных месторождений. – М. : Наука, 1984. – С. 102–115.
11. Онтоев Д. О. Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. – М. : Наука, 1974. – 244 с.
12. Платов В. С. и др. Объяснительная записка листа М-48-VI, серия Селенгинская. – СПб. – М. : Министерство природных ресурсов России, ВСЕГЕИ, 2000. – 156 с.
13. Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – 165 с.
14. Покалов В. Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. – М. : Недра, 1992. – 177 с.
15. Покалов В. Т., Болохонцева С. В., Васин В. В. Жарчихинское проявление молибдена в брекчиевой трубке в каледонидах Западного Забайкалья // Известия ВУЗов. Серия геологическая. – 1985. – № 7. – С. 99–107.
16. Покалов В. Т., Болохонцева С. В., Васин В. В. Термобарогеохимические условия формирования и стадийность вольфрам-молибденового месторождения Малый Ойногор / Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. – Новосибирск : Наука. Сиб. отделение, 1979. – Т. 1. – С. 252–259.
17. Покалов В. Т., Васин В. В., Болохонцева С. В. Вольфрам-молибденовое месторождение Малый Ойногор // Известия АН СССР. Серия геологическая. – 1978. – № 12. – С. 96–108.

18. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. В 2 т. / Пер. с англ. Д. Н. Хитарова; под ред. Л. С. Бородина. – М.: Мир, 1987. – 1192 с.
19. Рейф Ф. Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. – М.: Наука, 1990. – 181 с.
20. Рейф Ф. Г. Условия и механизмы формирования гранитных рудно-магматических систем (по термобарогеохимическим данным). – М.: ИМГРЭ, 2009. – 498 с.
21. Савченко А. А., Рупп Г. С. Алюмофторидная и алюмофосфатная минерализация Жарчихинского молибденового месторождения (Западное Забайкалье) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. – 2018. – № 1. – С. 92–101.
22. Ходанович П. Ю. Молибдено-вольфрамовые месторождения Джидинского рудного поля / Месторождения Забайкалья. Под ред. акад. Н. П. Лаверова (в 2 книгах). – М.: Геоинформмарк, 1995. – Т. 1. Кн. 1. – С. 149–163.
23. Ходанович П. Ю., Смирнова О. К., Асташков Г. Ф. и др. Геология и полезные ископаемые Джидинского рудного района / Джидинский рудный район. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 21–35.
24. Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Цыганков А. А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 1. – С. 241–258.
25. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions / Fluid inclusions in minerals: methods and applications: short course of the working group (IMA) "Inclusions in Minerals" (Pontignano-Siena, 1-4 September 1994). Ed. by Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti. – Blacksburg: Virginia Tech, 1994. – P. 117–130.
26. Damdinova L. B., Damdinov B. B., Huang X.-W., Bryansky N. V., Khubanov V. B., Yudin D. S. Age, conditions of formation, and fluid composition of the Pervomaiskoe molybdenum deposit (Dzhidinskoe ore field, South-Western Transbaikalia, Russia) // Minerals. – 2019. – V. 9(10): 572.
27. Fang J., Audetat A. The effects of pressure, fO₂, fS₂ and melt composition on the fluid–melt partitioning of Mo: Implications for the Mo-mineralization potential of upper crustal granitic magmas // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2022. – V. 336, № 1. – P. 1–14.
28. Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. – 1975. – № 26 (2). – P. 207–221.
29. Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R. J. HokieFlincs_H₂O-NaCl: A Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O-NaCl // Computers and Geosciences. – 2012. – V. 49. – P. 334–337.

References

1. Baturina E. E., Ripp G. S. Molibdenovye i vol'framovye mestorozhdeniya Zapadnogo Zabaykal'ya (osnovnye cherty metallogenii i geokhimii) [Molybdenum and tungsten deposits of Western Transbaikalia (main features of metallogeny and geochemistry)], Moscow, Nauka Publ., 1984, 152 p.
2. Bolokhontseva S. V., Baturin S. V., Il'menev E. S., Panova M. A., Purusova S. P. Zharchikhit AIF(OH)₂ – novyi mineral [Zharchikhite AIF(OH)₂ – a new mineral], *Zapiski vsesoyuznogo mineralogicheskogo obshchestva* [Notes of the All-Union Mineralogical Society], 1988, Issue 1, pp. 79–83. (In Russ.).
3. Borisenko A. S. Izuchenie solevogo sostava gazovozhidkikh vkluyuchenii v mineralakh metodom kriometrii [Study of the salt composition of gas-liquid inclusions in minerals by the cryometry method], *Geologiya i geofizika* [Geology and geophysics], 1977, No 8, pp. 16–27. (In Russ.).
4. Buyantuev M. D., Khubanov V. B., Vrublevskaya T. T. U-Pb LA-ICP-MS datirovanie tsirkonov iz subvulkanitov bimodal'noi daikovoi serii Zapadnogo Zabaykal'ya: metodika, svidetel'stva pozdnepaleozoiskogo rastyazheniya zemnoi kory [U-Pb LA-ICP-MS dating of zircons from subvolcanics of the bimodal dike series of Western Transbaikalia: methodology, evidence of late Paleozoic crustal extension], *Geodinamika i tektonofizika* [Geodynamics and tectonophysics], 2017, V. 8, No 2, pp. 369–384. (In Russ.).
5. Vernik V. L. et al. Zharchikhinskoe mestorozhdenie molibdena. Rezul'taty predvaritel'noi razvedki, s podschetom zapasov na 1 avgusta 1983 g. [The



- Zharchikhinskoye molybdenum deposit. Results of preliminary exploration, with reserve estimates as of August 1, 1983], Ulan-Ude, Buryatgeologiya Publ., 1983, V. 1, 207 p.
6. Gordienko I. V., Lantseva V. S., Badmatsyrenova R. A., Elbaev A. L. Selenginskii rudnyi raion Respubliki Buryatiya: geologicheskoe stroenie, minerageniya, geodinamika, perspektivy razvitiya [Selenginsky ore district of the Republic of Buryatia: geological structure, minerageny, geodynamics, development prospects], *Izvestiya Sibirskogo otdeleniya Sektzii nauk o Zemle Rossiiskoi akademii estestvennykh nauk. Geologiya, razvedka i razrabotka mestorozhdenii poleznykh iskopaemykh [Bulletin of the Siberian Branch of the Earth Sciences Section of the Russian Academy of Natural Sciences. Geology, exploration and development of mineral deposits]*, 2018, V. 41, No 1, pp. 9–37. (In Russ.).
 7. Dondokov Z. B.-D., Potapov L. V., Kislov E. V. Mineral'no-syr'evoi kompleks Respubliki Buryatiya: sostoyanie i perspektivy razvitiya [Mineral resource complex of the Republic of Buryatia: state and development prospects], *Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie [Mineral resources of Russia. Economy and management]*, 2015, No 6, pp. 43–51. (In Russ.).
 8. Ignatovich V. I. Molibdenovye mestorozhdeniya Zapadnogo Zabaikal'ya i osobennosti ikh poiska [Molybdenum deposits of Western Transbaikalia and features of their prospecting], *Sovetskaya geologiya [Soviet geology]*, 1980, No 2, pp. 34–46. (In Russ.).
 9. Naumov V. B., Dorofeeva V. A., Mironova O. F. Fiziko-khimicheskie parametry formirovaniya gidrotermal'nykh mestorozhdenii po dannym issledovaniyu flyuidnykh vklucheni. IV. Mestorozhdeniya medi i molibdena [Physicochemical parameters of the formation of hydrothermal deposits according to fluid inclusion studies. IV. Copper and molybdenum deposits], *Geokhimiya [Geochemistry]*, 2017, No 8, pp. 715–729. (In Russ.).
 10. Ontoev D. O. Zonal'nost' Malo-Oinogorskogo molibden-vol'framovogo mestorozhdeniya (Dzhidinskii rudnyi raion) [Zonality of the Malo-Oinogorskoye molybdenum-tungsten deposit (Dzhida ore district)]. In: *Vertikal'naya zonal'nost' magmaticheskikh rudnykh mestorozhdenii [Vertical zoning of igneous ore deposits]*, Moscow, Nauka Publ., 1984, pp. 102–115.
 11. Ontoev D. O. Stadiinost' mineralizatsii i zonal'nost' mestorozhdenii Zabaikal'ya [Mineralization stages and zoning of deposits in Transbaikalia], Moscow, Nauka Publ., 1974, 244 p.
 12. Platov V. S. et al. Ob"yasnitel'naya zapiska lista M-48-VI, seriya Selenginskaya [Explanatory note to sheet M-48-VI, Selenginskaya series], St. Petersburg – Moscow, Ministry of Natural Resources of Russia, VSEGEI Publ., 2000, 156 p.
 13. Povilaitis M. M. Osnovnye cherty mineralogii Dzhidinskogo molibden-vol'framovogo mestorozhdeniya [Main features of the mineralogy of the Dzhida molybdenum-tungsten deposit], Moscow, Izdatel'stvo AN SSSR [The USSR Academy of Sciences Publ.], 1960, 165 p.
 14. Pokalov V. T. Rudno-magmaticheskie sistemy gidrotermal'nykh mestorozhdenii [Ore-magmatic systems of hydrothermal deposits], Moscow, Nedra Publ., 1992, 177 p.
 15. Pokalov V. T., Bolokhontseva S. V., Vasin V. V. Zharchikhinskoe proyavlenie molibdena v brekchievoi trubke v kaledonidakh Zapadnogo Zabaikal'ya [Zharchikhinskoye molybdenum occurrence in a breccia pipe in the Caledonides of Western Transbaikalia], *Izvestiya VUZov. Seriya geologicheskaya [Bulletin of higher education institutions. Geological series]*, 1985, No 7, pp. 99–107. (In Russ.).
 16. Pokalov V. T., Bolokhontseva S. V., Vasin V. V. Termobarogeokhimicheskie usloviya formirovaniya i stadiinost' vol'fram-molibdenovogo mestorozhdeniya Malyi Oinogor [Thermobarogeochemical conditions of formation and staging of the Malyi Oinogor tungsten-molybdenum deposit], Osnovnye parametry prirodnykh protsessov endogenno go rudoobrazovaniya [Main parameters of natural processes of endogenous ore formation], Novosibirsk, Nauka – Sibirskoye otdelenie [Siberian branch of Nauka Publ.], 1979, V. 1, pp. 252–259.
 17. Pokalov V. T., Vasin V. V., Bolokhontseva S. V. Vol'fram-molibdenovoe mestorozhdenie Malyi Oinogor [The Malyi Oinogor Tungsten-Molybdenum Deposit], *Izvestiya AN SSSR. Seriya geologicheskaya [Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geological Series]*, 1978, No 12, pp. 96–108. (In Russ.).
 18. Roedder E. Flyuidnye vklucheniya v mineralakh. V 2 t. [Fluid inclusions in minerals. In 2 volumes. Translated from English by D. N. Khitarov; ed. by L. S. Borodin], Moscow, Mir Publ., 1987, 1192 p.
 19. Reyf F. G. Rudoobrazuyushchii potentsial granitov i usloviya ego realizatsii [Ore-forming potential of granites and conditions for its realization], Moscow, Nauka Publ., 1990, 181 p.
 20. Reyf F. G. Usloviya i mekhanizmy formirovaniya granitnykh rudno-magmaticheskikh sistem (po

termobarogeokhimicheskim dannym) [Conditions and mechanisms of formation of granite ore magmatic systems (based on termobarogeochemical data)], Moscow, IMGRE, 2009, 498 p.

21. Savchenko A. A., Ripp G. S. Alyumofosfatnaya i alyumofosfatnaya mineralizatsiya Zharchikhinskogo molibdenovogo mestorozhdeniya (Zapadnoe Zabaikal'e) [Alumino fluoride and aluminophosphate mineralization of the Zharchikhinskoye molybdenum deposit (Western Transbaikalia)], *Vestnik VGU. Seriya: Geologiya* [Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology], 2018, No 1, pp. 92–101. (In Russ.).
22. Khodanovich P. Yu. Molibdeno-vol'framovye mestorozhdeniya Dzhidinskogo rudnogo polya [Molybdenum-tungsten deposits of the Dzhida ore field]. In: *Mestorozhdeniya Zabaikal'ya* (v 2 knigakh) [Deposits of Transbaikalia (in 2 books)], Moscow, Geoinformmark Publ., 1995, V. 1. Book 1, pp. 149–163.
23. Khodanovich P. Yu., Smirnova O. K., Astashkov G. F. et al. Geologiya i poleznye iskopaemye Dzhidinskogo rudnogo raiona [Geology and useful minerals of the Dzhida ore region]. In: *Dzhidinskii rudnyi raion* [Dzhida ore region], Novosibirsk, Nauka Publ., 1984, pp. 21–35.
24. Khubanov V. B., Buyantuev M. D., Tsygankov A. A. U-Pb izotopnoe datirovanie tsirkonov iz PZ₃-MZ magmaticheskikh kompleksov Zabaikal'ya metodom magnitno-sekturnoi mass-spektrometrii s lazernym probotooborom: protsedura opredeleniya i sopostavlenie s SHRIMP dannymi [U-Pb isotope dating of zircons from PZ₃-MZ igneous complexes of Transbaikalia by magnetic sector mass spectrometry with laser sampling: determination procedure and comparison with SHRIMP data], *Geologiya i geofizika* [Geology and geophysics], 2016, V. 57, No 1, pp. 241–258. (In Russ.).
25. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions, Fluid inclusions in minerals: methods and applications: short course of the working group (IMA) "Inclusions in Minerals" (Pontignano-Siena, 1-4 September 1994). Ed. by Benedetto De Vivo, Maria Luce Frezzotti, Blacksburg, Virginia Tech, 1994, pp. 117–130.
26. Damdinova L. B., Damdinov B. B., Huang X.-W., Bryansky N. V., Khubanov V. B., Yudin D. S. Age, conditions of formation, and fluid composition of the Pervomaiskoe molybdenum deposit (Dzhidinskoe ore field, South-Western Transbaikalia, Russia), *Minerals*, 2019, V. 9(10): 572.
27. Fang J., Audetat A. The effects of pressure, fO_2 , fS_2 and melt composition on the fluid–melt partitioning of Mo: Implications for the Mo-mineralization potential of upper crustal granitic magmas, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2022, V. 336, No 1, pp. 1–14.
28. Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *Earth and Planetary Science Letters*, 1975, No 26 (2), pp. 207–221.
29. Steele-MacInnis M., Lecumberri-Sanchez P., Bodnar R. J. HokieFlincs_H₂O-NaCl: A Microsoft excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O–NaCl, *Computers and Geosciences*, 2012, V. 49, pp. 334–337.

Дамдинова Людмила Борисовна (ludamdinova@mail.ru)

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник¹

Дамдинов Булат Батуевич

доктор геолого-минералогических наук, заместитель генерального директора²

Хубанов Валентин Борисович

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник³

Бадмажапов Бато Баторович

инженер¹

Мунконов Эрдэни Чимит-Доржиевич

аспирант¹

¹ Геологический институт им. Н. Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

² Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия

³ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Минералогические особенности, последовательность и условия формирования полигенно-полихронного оруденения Верхнетатарской золотоносной площади (Енисейский кряж)

Кряжев С. Г., Двуреченская С. С., Берковский Е. М., Лизоркин И. М., Старостин И. А.
ЦНИГРИ, г. Москва, Россия

Аннотация. По результатам полевых и лабораторных исследований в пределах Верхнетатарской золотоносной площади (Южно-Енисейский рудный район) выделены и охарактеризованы четыре последовательно сформированных минеральных комплекса: 1) золото-кварцевый (самородное золото (960 ± 20 ‰), кварц, альбит, куммингтонит, алмандин); 2) золото-редкометалльный (самородное золото (900 ± 20 ‰), пирротин, арсенопирит, самородный висмут, хедлейит, мальдонит и unnamed минерал Bi_3Te_2); 3) щелочные флогопит-арфведсонит-полевошпатовые метасоматиты с ниобиевой минерализацией; 4) мусковит-кварц-турмалиновые грейзены. По флюидным включениям для каждого комплекса определены температура, давление и состав минералообразующих растворов. Указаны вероятные источники рудного вещества.

Ключевые слова: Татарский массив, этапы минералообразования, золото, висмут, Bi_3Te_2 , флюидные включения, температура, давление, состав флюидов.

Для цитирования: Кряжев С. Г., Двуреченская С. С., Берковский Е. М., Лизоркин И. М., Старостин И. А. Минералогические особенности, последовательность и условия формирования полигенно-полихронного оруденения Верхнетатарской золотоносной площади (Енисейский кряж). Руды и металлы. 2025. № 4. С. 53–69. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-100012.

Mineralogical features, sequence, and formation conditions of polygenic-polychronous mineralization of the Verkhnetatarskaya gold-bearing area (Yenisei Ridge)

Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S., Berkovsky E. M., Lizorkin I. M., Starostin I. A.
Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia

Abstract. Based on results of the field and laboratory studies within the Verkhnetatarskaya gold-bearing area (South Yenisei ore district), four sequentially formed mineral complexes have been distinguished and characterized: 1) gold-quartz (native gold (960 ± 20 ‰), quartz, albite, cummingtonite, almandine); 2) reduced intrusion-related gold (native gold (900 ± 20 ‰), pyrrhotite, arsenopyrite, native bismuth, hadleyite, maldonite, and an unnamed mineral Bi_3Te_2); 3) alkaline phlogopite-arfvedsonite-feldspar metasomatites with niobium mineralization; and 4) muscovite-quartz-tourmaline greisens. The temperature, pressure, and composition of the mineral-forming solutions have been determined for each complex based on fluid inclusions. Probable sources of the ore-forming material are indicated.

Keywords: Tatar massif, stages of mineral formation, gold, bismuth, Bi_3Te_2 , fluid inclusions, temperature, pressure, fluid composition.

For citation: Kryazhev S. G., Dvurechenskaya S. S., Berkovsky E. M., Lizorkin I. M., Starostin I. A. Mineralogical features, sequence, and formation conditions of polygenic-polychronous mineralization of the Verkhnetatarskaya gold-bearing area (Yenisei Ridge). Ores and metals. 2025. No. 4. pp. 53–69. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-100012.

Введение

Верхнетатарская золотоносная площадь расположена в Южно-Енисейском рудном районе и локализована в западном крыле крупного поднятия, ядром которого служит Татарский гранитоидный массив (рис. 1). В геологическом строении площади принимают участие породы кремнисто-карбонатно-вулканогенно-терригенной формации нижнего протерозоя, претерпевшие контактовый метаморфизм амфиболитовой фации: мраморизованные известняки, кварциты, роговообманковые ортоамфиболиты и углеродистые мусковит-биотит-кварцевые сланцы.

В восточном крыле поднятия расположены золоторудные месторождения Герфед и Николаевское [2], которые можно рассматривать в качестве ближайших объектов-аналогов.

Целью исследований авторов служила характеристика состава рудной минерализации и рудовмещающих пород, разработка схемы последовательности минералообразования с выделением продуктивных минеральных ассоциаций и определением физико-химических условий их формирования.

Образцы для исследований были отображены в процессе специализированной документации поисковых скважин и поверхностных горных выработок на участке Верхнетатарского рудопроявления (рис. 2). Исследования включали изучение прозрачных шлифов и аншлифов на поляризационном микроскопе Olympus VX-56 со встроенной цифровой фотокамерой. При диагностике минералов учитывали данные рентгеновской дифрактометрии (дифрактометр ДРОН-2). Составы рудных минералов определены при помощи рентгеноспектрального микроанализа в ИГЕМ РАН (микроанализатор JEOL JXA-8200, аналитик Е. В. Ковальчук).

Для изотопного анализа серу сульфидов переводили в SO_2 посредством реакции с CuO при $800\text{ }^\circ\text{C}$ в вакууме с последующим анализом газа на изотопном масс-спектрометре МИ-1201. Результаты пересчитаны по отношению к метеоритному стандарту CDT. В качестве эталонов использовали лабораторный стан-

дартный образец ЦНИГРИ «Пирит Гайского месторождения» с $\delta^{34}\text{S}=+0,7\text{ }‰$ и стандартный образец сфалерита NBS 123 с $\delta^{34}\text{S}=+17,3\text{ }‰$. Точность измерений составляет $\pm 0,2\text{ }‰$.

Флюидные включения в прозрачно-полированных пластинах анализировали методами микротермометрии и спектроскопии комбинационного рассеяния (КР-спектрометр Confotec MR200, лазер 532 нм). Использовалась криотермокамера УМТК+ конструкции ЦНИГРИ, которую калибровали при температурах тройной точки чистой CO_2 ($-56,6\text{ }^\circ\text{C}$), температурах плавления AgNO_3 ($210\text{ }^\circ\text{C}$), K_2CrO_7 ($398\text{ }^\circ\text{C}$).

Результаты исследований

Минералогические особенности руд и вмещающих пород. Золоторудная минерализация на Верхнетатарском рудопроявлении приурочена к зоне контакта ортоамфиболитов и углеродистых мусковит-биотит-кварцевых сланцев. При этом породы, несущие оруденение, по составу резко отличаются от подстилающих и перекрывающих образований и выделяются нами в отдельный рудоносный горизонт, мощность которого варьирует от 10 до 30 м.

Мусковит-биотит-кварцевые сланцы преимущественно сложены кварцем (50–65 %) и биотитом (25–30 %), в подчинённом количестве присутствуют мусковит и хлорит. Структура пород лепидогранобластовая, текстура полосчатая сланцевая. Под микроскопом наблюдается тонкополосчатый мелкозернистый агрегат кварца с ориентированными тонкими чешуйками биотита, редкими пластинками хлорита (пеннин) и чешуйками мусковита. В ряде случаев отмечаются мономинеральные полосы слюды, насыщенные рассеянными микрочастицами углистого вещества. В сланцах присутствуют крупные трещиноватые кристаллы (идиобласты, пойкилобласты) альмандина, которые огибаются полосами слюд. Часто гранат содержит микроскопические включения зёрен кварца и чешуек коричневого биотита. Сульфидная минерализация представлена линзовидно-вкрапленными выделениями пирротина-1, ориентированными согласно общей сланцеватости пород. Редко в сроста-

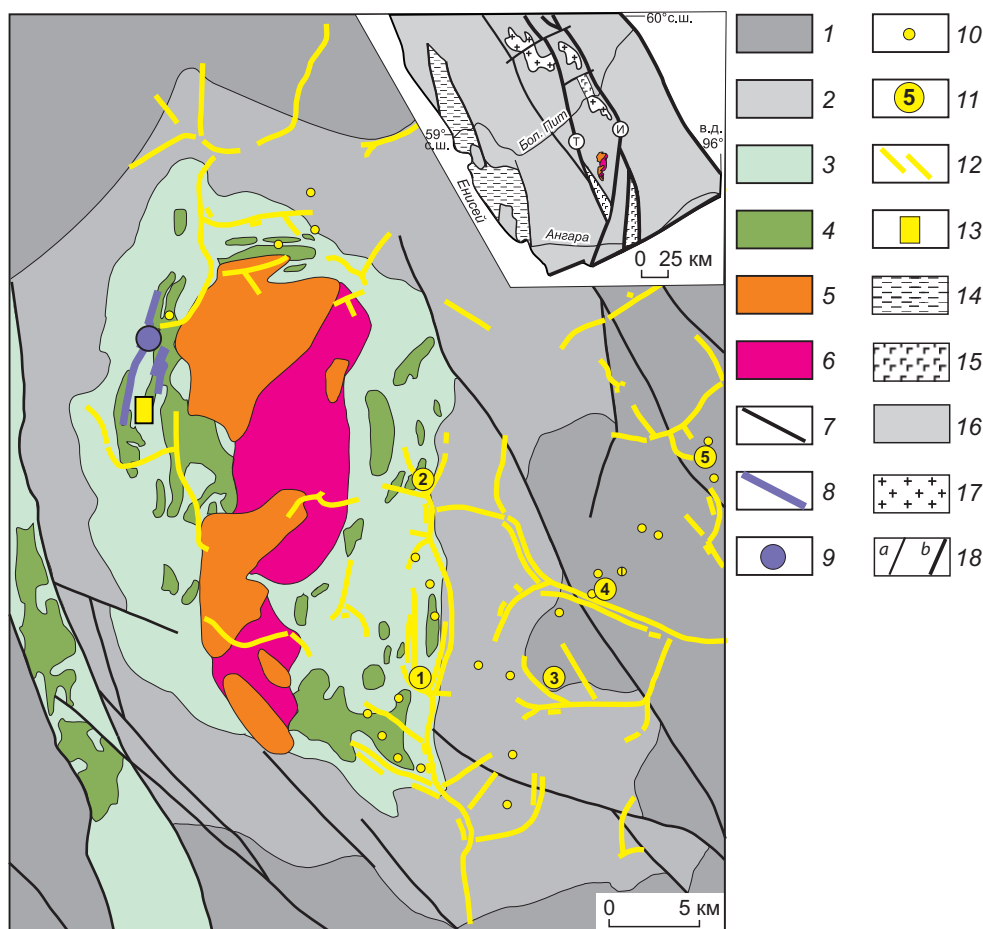


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Татарского рудного узла (составлена по материалам ФГУГП «Красноярскгеолсъёмка», 2002; [12]; Стороженко и др., 2020ф; Дмитриев и др., 2022ф):

1 – средний рифей: углеродистые серицит-хлоритовые сланцы; 2 – нижний рифей: филлиты хлорит-серицит-кварцевые, прослой метапесчаников, метагравелитов; 3 – нижний протерозой: кристаллические сланцы, кварциты, мраморизованные известняки; 4 – нижний протерозой: ортоамфиболиты; 5 – щелочные граниты (620–640 млн лет, U/Pb); 6 – гранодиориты (870–890 млн лет, U/Pb); 7 – разрывные нарушения; 8 – карбонатиты; 9 – Татарское месторождение ниобия; 10 – золоторудные проявления; 11 – золоторудные месторождения: 1 – Герфед, 2 – Николаевское, 3 – Васильевское, 4 – Удерейское, 5 – Бабушкина Гора; 12 – россыпи золота; 13 – Верхнетатарское рудопроявление (см. рис. 2).

На врезке – положение Татарского массива на упрощённой тектонической схеме южной части Енисейского кряжа (по [9]): 14 – чехол (PZ–KZ); 15 – вулканогенные породы Рыбинско-Панимбинского пояса; 16 – нерасчленённые комплексы докембрия; 17 – граниты; 18 – разломы (a), зоны разломов (b): И – Ишимбинская, Т – Татарская

Fig. 1. Schematic geological map of the Tatar ore cluster. Compiled based on materials from "Krasnoyarskgeols"emka", 2002; [12]; Storozhenko et al., 2020; Dmitriev et al., 2022:

1 – Middle Riphean: carbonaceous sericite-chlorite schists; 2 – Lower Riphean: chlorite-sericite-quartz phyllites, interlayers of metasandstones, metagravelites; 3 – Lower Proterozoic: crystalline schists, quartzites, marbled limestones; 4 – Lower Proterozoic: orthoamphibolites; 5 – alkaline granites (620–640 Ma, U/Pb); 6 – granodiorites (870–890 Ma, U/Pb); 7 – faults; 8 – carbonatites; 9 – Tatar niobium deposit; 10 – gold ore manifestations; 11 – gold deposits: 1 – Gerfed, 2 – Nikolaevskoye, 3 – Vasilyevskoye, 4 – Udereyskoye, 5 – Babushkina Gora; 12 – gold placers; 13 – Verkhnetatarskoye ore occurrence (Fig. 2)

Inset – position of the Tatar massif on a simplified tectonic map of the southern part of the Yenisei Ridge (after [9]): 14 – cover (PZ–KZ); 15 – volcanic rocks of the Rybinsk-Panimba belt; 16 – undifferentiated Precambrian complexes; 17 – granites; 18 – faults (a), fault zones (b): И – Ishimbinskaya, Т – Tatarskaya

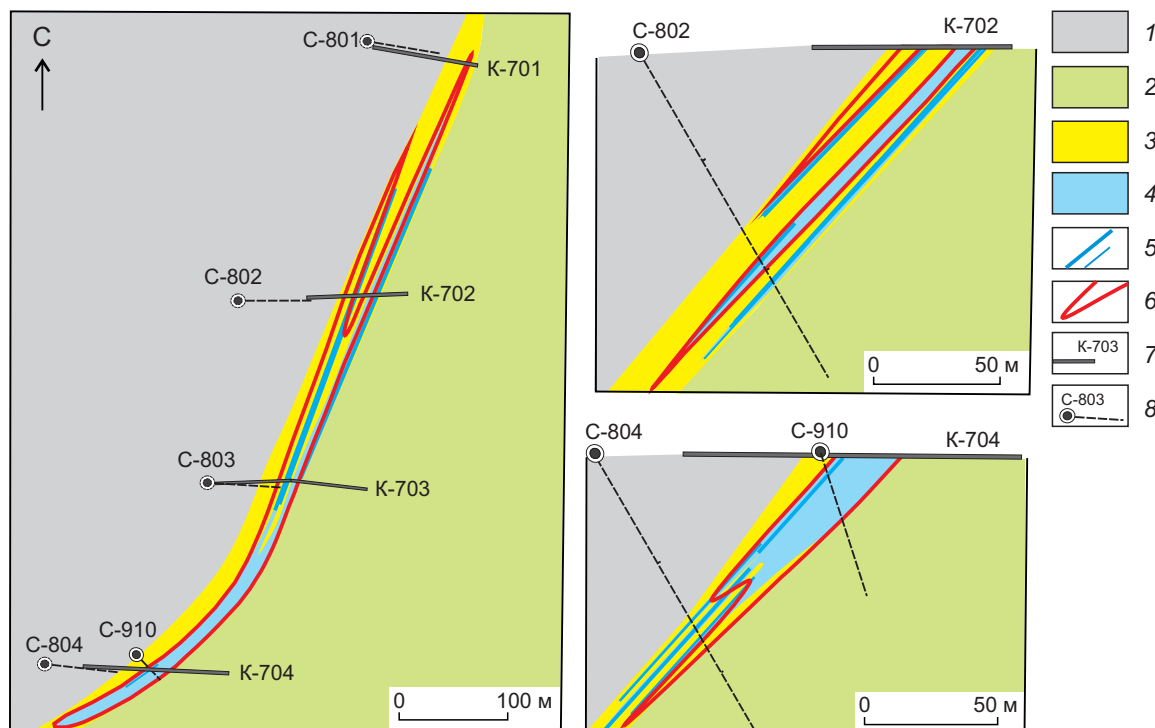


Рис. 2. Схематическая геологическая карта и разрезы Верхнетатарского золоторудного проявления (составлена по материалам Дмитриев и др., 2022ф):

1 – углеродистые мусковит-биотит-кварцевые сланцы; 2 – ортоамфиболиты; 3 – куммингтонит-альмандин-альбитовые породы (рудноносный горизонт); 4 – железистые кварциты; 5 – кварцевые жилы и прожилки; 6 – контуры золоторудных тел; 7 – канавы; 8 – скважины

Fig. 2. Schematic geological map and cross-sections of the Verkhnetatarskoye gold ore occurrence. Compiled based on materials by Dmitriev et al., 2022:

1 – carbonaceous muscovite-biotite-quartz schists; 2 – orthoamphibolites; 3 – cummingtonite-almandine-albite rocks (ore-bearing horizon); 4 – quartzites; 5 – quartz veins and veinlets; 6 – outlines of gold ore bodies; 7 – trenches; 8 – boreholes

нии с пирротинном отмечается халькопирит. Кроме того, в породах повсеместно присутствуют мелкие кристаллы рутила.

Ортоамфиболиты сложены плагиоклазом (50–55 %) и амфиболом (45–50 %). Структура гранонематобластовая, местами пойкилобластовая. Порода состоит из амфибола (роговая обманка, актинолит) в виде призматических (коротких и длинных) зёрен и их сростков с пойкилитовыми вростками альбитизированного плагиоклаза, который также выполняет интерстиционное пространство. Амфиболиты насыщены тонкой вкрапленностью мелких зёрен ильменита и рутила.

Породы рудоносного горизонта преимущественно сложены альбитом (45–55 %) и кварцем

(10–25 %). Закономерно присутствует альмандин (5–15 %) и куммингтонит (рис. 3) – светлый моноклинный магниевый-железистый амфибол с формулой $(Mg, Fe)_7Si_8O_{22}(OH)_2$. Доля куммингтонита варьирует от 5 до 20 %. Структура пород нематогранобластовая, часто грубополосчатая, обусловленная чередованием субпараллельных агрегатов альмандин-куммингтонитового и кварц-альбитового состава. Массивные разности сложены мелкозернистым кварц-альбитовым агрегатом с крупными удлинёнными пойкилобластами куммингтонита, ориентированными в одном направлении. Округлые зёрна граната содержат пойкилитовые вростки альбита и кварца. В породе присутствуют редкие рассеянные чешуйки

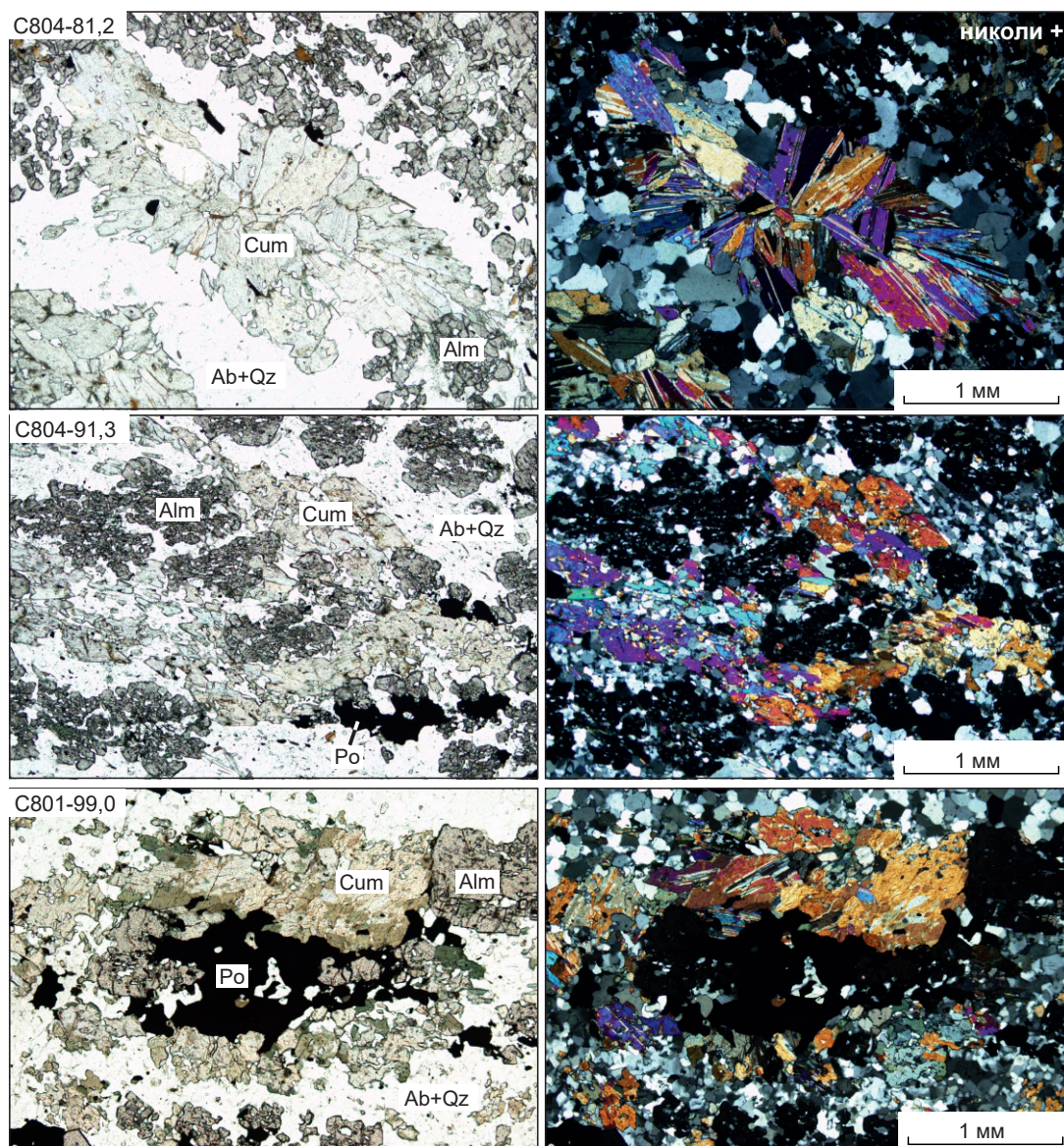


Рис. 3. Золотоносные куммингтонит-альмандин-альбитовые породы (фото прозрачных шлифов): Cum – куммингтонит, Alm – альмандин, Ab – альбит, Qz – кварц, Po – пирротин

Fig. 3. Gold-bearing cummingtonite-almandine-albite rocks (photos of thin sections, transmitted light): Cum – cummingtonite, Alm – almandine, Ab – albite, Qz – quartz, Po – pyrrhotite

графита и кристаллы ильменита. Сульфиды представлены линзовидно-вкрапленными выделениями пирротина-1 с примесью халькопирита. Содержания Au в гранат-куммингтонитовых сланцах составляют десятые доли грамма на тонну.

Кварциты слагают линзовидно-пластовое тело, мощность которого в раздуже достигает 25 м и резко снижается по падению и про-

стиранию до полного выклинивания. Порода сложена мелкозернистым кварцем и имеет неясно-полосчатую текстуру, обусловленную неравномерным распределением примеси углестого вещества.

В шлифах наблюдается характерная для метаморфических кварцитов гранобластовая полигональная микроструктура (рис. 4). В интерстициях кварца присутствуют выделения

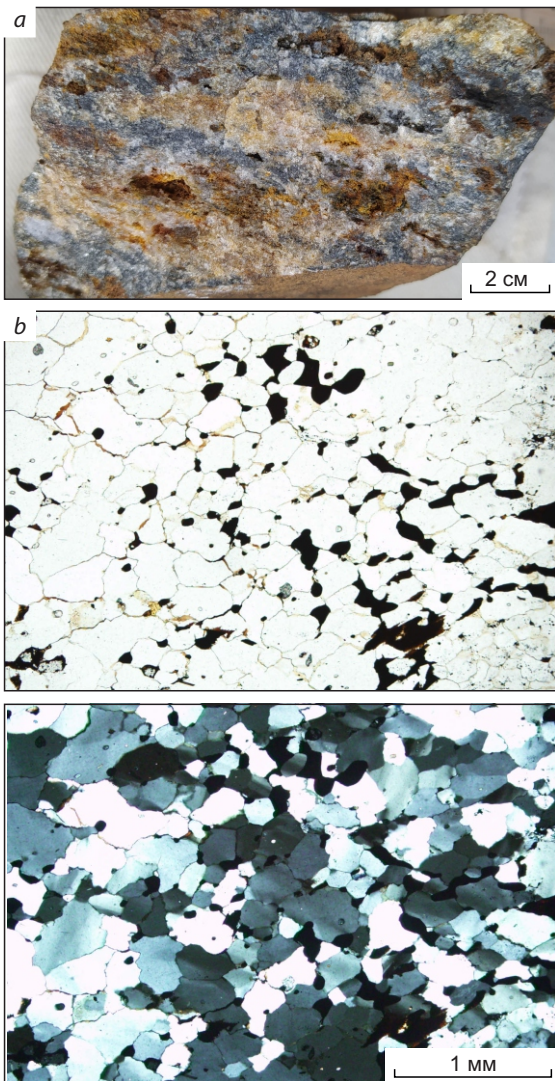


Рис. 4. Золотоносные железистые кварциты:
a – фото штуфа, *b* – фото прозрачного шлифа (светлое – кварц, тёмное – оксиды и гидроксиды Fe). Канва 704, инт. 77,2 м, Au 1,2 г/т

Fig. 4. Gold-bearing quartzites:

a – photo of a sample, *b* – photo of a thin section, transmitted light (light – quartz, dark – Fe oxides and hydroxides). Trench 704, int. 77,2 m, Au 1,2 g/t

оксидов и гидроксидов железа (до 5–10 %), образованных, вероятно, за счёт окисления сульфидов. В кристаллах кварца отмечены микронные каплевидные включения пирротина. Кварциты отличаются устойчивой золотоносностью (1–2 г/т, отдельные интервалы до 5 г/т).

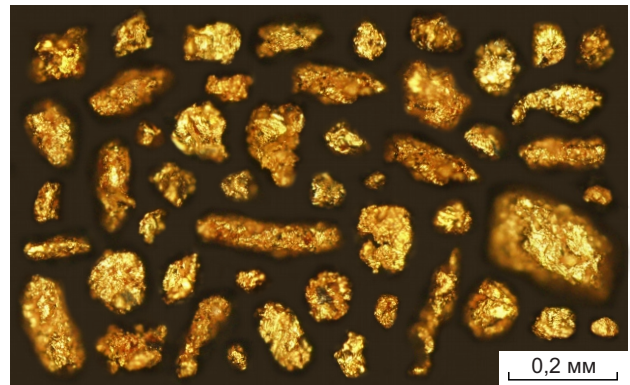


Рис. 5. Самородное золото Верхнетатарского рудопроявления

Fig. 5. Native gold of the Verkhnetatarskoye ore occurrence

Кварцевые жилы и прожилки преимущественно сконцентрированы в пределах рудоносного горизонта и редко встречаются в толще перекрывающих сланцев и в амфиболитах. Отмечены пересечения кварцитов кварцевыми прожилками. Контакты прожилков неровные, околожилные изменения отсутствуют. Кварц равновесен с гранатом и куммингтонитом и определяется нами как метаморфогенный.

Самородное золото, выделенное из кварцитов и гранат-куммингтонитовых сланцев (рис. 5), имеет размеры 0,05–0,2 мм, единичные золотины в длину достигают 0,5 мм. Форма выделений комковидная, пластинчатая, палочковидная, поверхность неровная ямчатая. Пробность самородного золота варьирует от 940 до 980 ‰, единственной установленной примесью в золоте служит серебро.

Золото-редкометалльная (теллур-висмутовая) минерализация наложена на гранат-куммингтонитовые сланцы, кварциты и кварцевые прожилки. Участки её развития характеризуются значительным повышением содержания Au (до 5–30 г/т). Главным минералом служит пирротин-2, образующий линзовидно-прожилковые скопления. В единичных случаях отмечены проявления пирит-арсенопиритовой ассоциации, которая представлена мелкими (10–20 мкм) тонкоигольчатыми кристаллами арсенопирита и кубическими кристаллами пирита размерами до 0,5 мм.

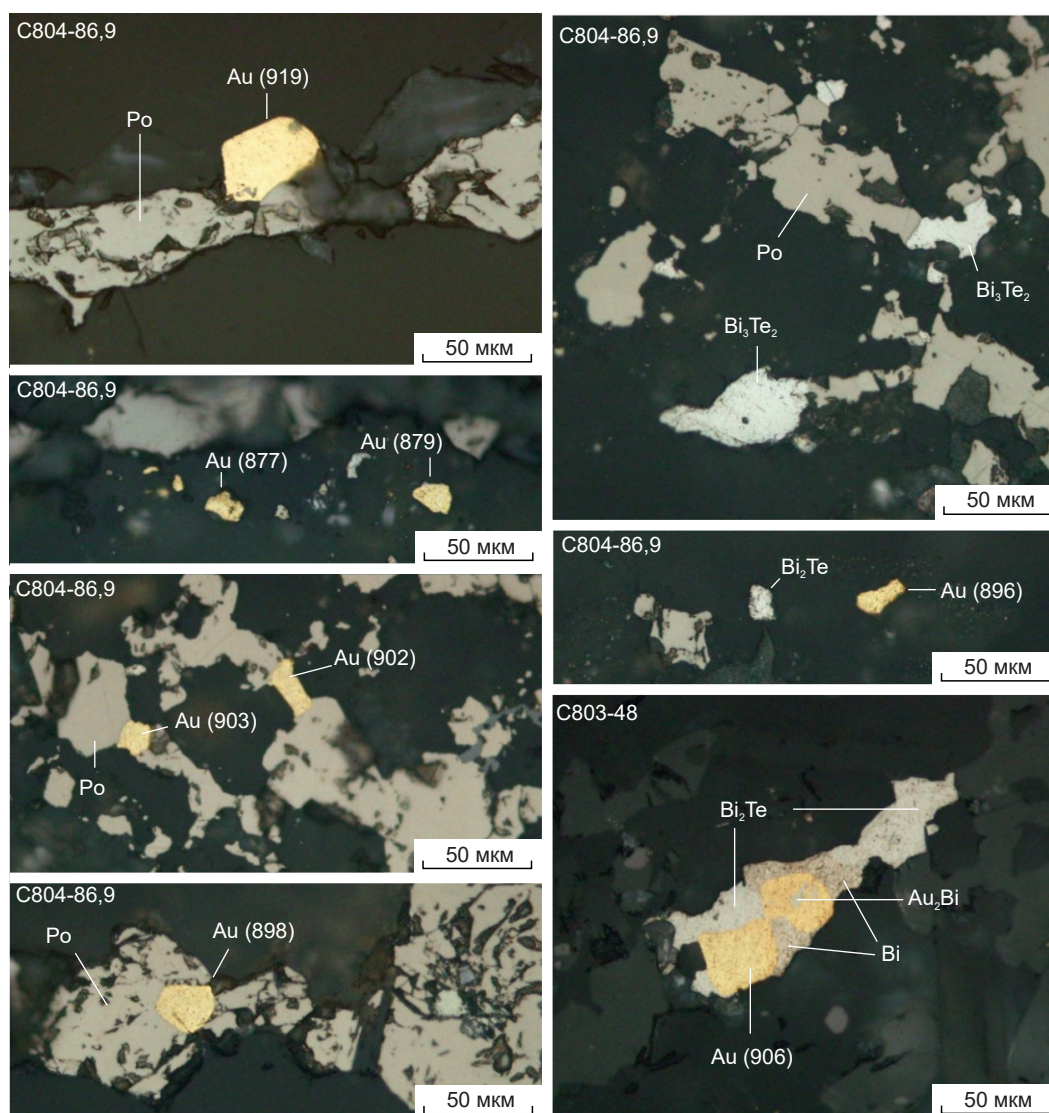


Рис. 6. Золото-редкометалльная минерализация (фото шлифов с данными рентгеноспектрального микроанализа):

Po – пирротин, Bi_2Te – хедлейит, Bi_3Te_2 – теллурид висмута (не названный), Au_2Bi – мальдонит, Au – самородное золото (в скобках указана пробаность в ‰)

Fig. 6. Reduced intrusion-related Au mineralization (photos of polished sections with EPMA data):

Po – pyrrhotite, Bi_2Te – hadleyite, Bi_3Te_2 – bismuth telluride (unnamed), Au_2Bi – maldonite, Au – native gold (fineness in ‰ is given in parentheses)

В виде примеси присутствуют сфалерит и халькопирит.

Самородное золото (пробаность 900 ± 20 ‰) образует микронные выделения в тесном парагенезисе с теллуру-висмутовыми минералами (рис. 6). Среди последних диагностированы хедлейит (Bi_2Te), мальдонит (Au_2Bi),

самородный висмут, а также чрезвычайно редкий минерал (Bi_3Te_2), пока не имеющий названия [15].

Щелочные метасоматиты в разрезе изученных скважин встречаются спорадически как в золотоносных зонах, так и на удалении от них. Они сложены альбитом (50–60 %),

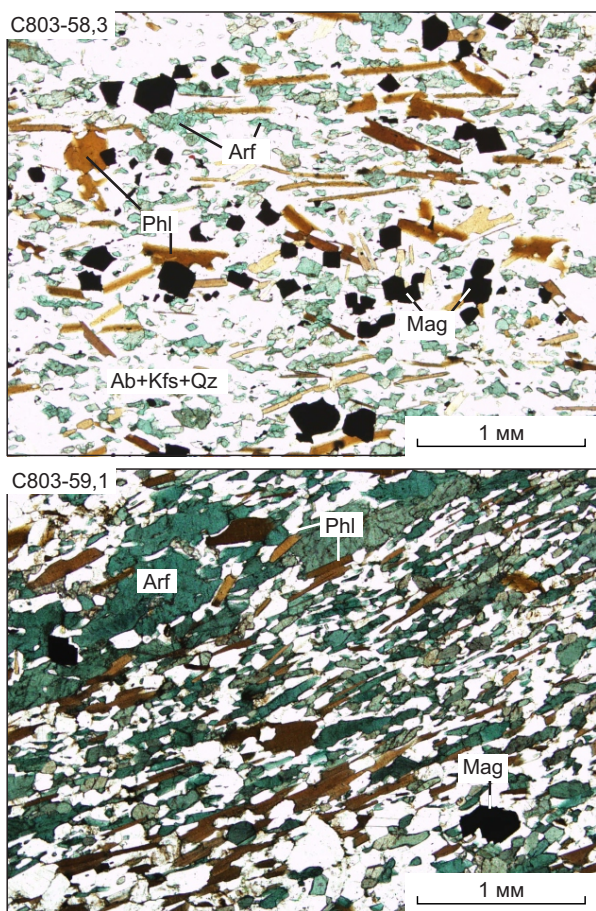


Рис. 7. Щелочные метасоматиты (фото прозрачных шлифов, без анализатора):

Arf – арфведсонит, Phl – флогопит, Mag – магнетит, Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, Qz – кварц

Fig. 7. Alkaline metasomatites (photos of thin sections, without analyzer):

Arf – arfvedsonite, Phl – phlogopite, Mag – magnetite, Ab – albite, Kfs – potassium feldspar, Qz – quartz

кварцем (10–20 %), калиевым полевым шпатом (до 10 %), флогопитом (10–15 %), щелочным амфиболом (арфведсонит, 7–10 %). Характерной примесью является фторапатит (обычно около 1 %, но встречаются скопления апатита размерами до 1 см). Часто присутствует кальцит.

Структура лепидогранобластовая, сланцевая (рис. 7). Основная масса породы сложена кварц-полевошпатовым аллотриоморфно-зернистым агрегатом, состоящим из плотно

прижатых слабо вытянутых зёрен. Калиевый полевой шпат распространён очень неравномерно по площади и обычно образует локальные мономинеральные участки. Арфведсонит кристаллизуется в виде длиннопризматических, реже широко столбчатых кристаллов, ориентированных согласно сланцеватости. Минерал имеет резкий плеохроизм от светло-зелёного до насыщенного изумрудно-зелёного цвета. Флогопит образует коричневые ровные пластинки, ориентированные в одном направлении.

Рудные минералы в основном представлены магнетитом, кристаллы которого образуют в метасоматитах равномерно рассеянную вкрапленность. Отмечены также редкие выделения галенита и пирита со включениями халькопирита. Метасоматиты сопровождаются геохимическими аномалиями Nb. Минералы ниобия, обнаруженные при минералогическом анализе тяжёлых фракций проб, представлены пироксеном и колумбитом.

В пределах рудоносного горизонта отмечено замещение куммингтонита арфведсонитом и флогопитом. На участках развития полнопроявленных щелочных метасоматитов гранат и куммингтонит, а также золото-редкометаллическая минерализация замещены полностью.

Кварц-турмалиновые метасоматиты проявлены локально и обнаружены только в поверхностных горных выработках в виде фрагментов размерами до 5–10 см вместе с агрегатами крупночешуйчатого мусковита. Структура нематогранобластовая, текстура грубополосчатая (рис. 8). Породы сложены кварцем и турмалином примерно в равном соотношении. Отмечены редкие веретенообразные кристаллы сфена. Кварц образует крупные кристаллы идиоморфной формы размерами 1–2 мм. Турмалин представлен в виде полихромных короткопризматических кристаллов размерами до 1 мм.

Изотопный состав сульфидной серы. Пирротин-1, образующий вкрапленность в породах рудовмещающего горизонта, на 3–4 % обогащён тяжёлым изотопом серы относительно «метеоритного» стандарта (табл. 1).

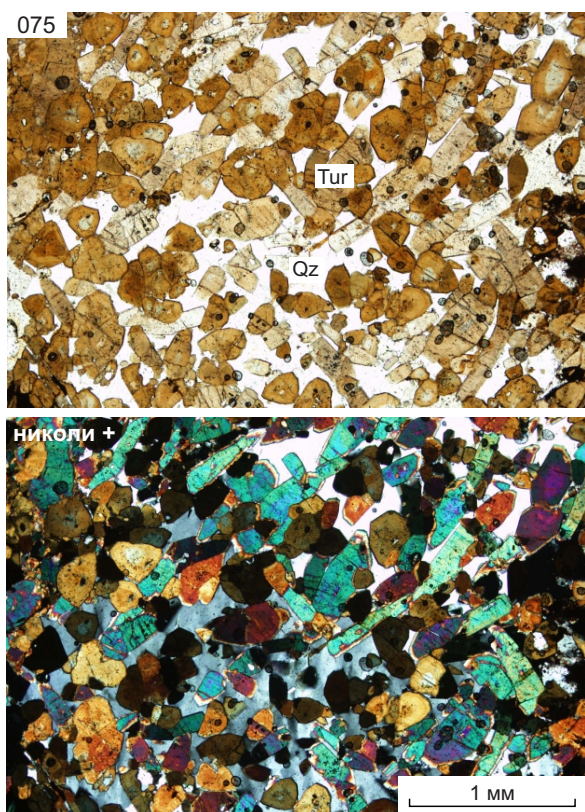


Рис. 8. Кварц-турмалиновые метасоматиты (прозрачный шлиф):

Qz – кварц, Tur – турмалин

Fig. 8. Quartz-tourmaline metasomatites (thin section, transmitted light):

Qz – quartz, Tur – tourmaline

В перекрывающих сланцах пирротин-1 характеризуется ещё более высокими значениями $\delta^{34}\text{S}$ (до 9 ‰). Подобная изотопно-геохимическая зональность установлена на всех изученных золоторудных месторождениях Енисейского кряжа [7]. Она обусловлена смешением в магматогенно-гидротермальных и гидротермально-осадочных рудообразующих системах сульфидной серы, образованной в результате восстановления морского сульфата, с серой ювенильного происхождения.

Пирротин-2 характеризуется околонулевыми величинами $\delta^{34}\text{S}$, характерными для ювенильной серы. Таким образом, изотопные данные подтверждают принадлежность пирротина-1 и пирротина-2 к разным этапам минерализации.

Таблица 1. Изотопный состав серы сульфидов Верхнетатарской площади

Table 1. Sulfur isotope composition of sulfides from the Verkhnetatarskaya area

№ образца	Минерал	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$, ‰
<i>Вкрапленность в мусковит-биотитовых сланцах</i>		
C-801/63,9	Пирротин	+8,9
C-804/30,8	Пирротин	+7,8
<i>Вкрапленность в золотоносных гранат-куммингтонитовых сланцах</i>		
C-801/94,5	Пирротин	+3,8
C-801/99,0	Пирротин	+3,0
C-804/91,3	Пирротин	+3,6
<i>Пирротин в ассоциации с минералами висмута</i>		
C-803/48,0	Пирротин	+0,1
C-804/86,9	Пирротин	+0,6

Физико-химические условия минералообразования. В изученных образцах обнаружены флюидные включения четырёх типов (рис. 9), которые могут быть сопоставлены с рассмотренными выше гидротермально-метасоматическими образованиями. Каждый тип представлен ассоциациями газовых и газожидких включений, захваченных одновременно из гетерогенной («кипящей») минералообразующей среды, поэтому полученные по включениям температуры и давления (табл. 2) соответствуют температурам минералообразования.

Тип 1. Первичные включения в метаморфогенном кварце, которые образуют отдельные кластеры, не связанные с трещинами.

В газовой фазе (водно-углекислотные включения «CL») находится углекислота с небольшой примесью метана (около 5 мольн. %) и водяной пар. При комнатной температуре углекислота занимает 75 % объёма вакуолей. Температура плавления CO_2 составляет $-58,5^\circ\text{C}$, гомогенизация CO_2 происходит в жидкую фазу в интервале $5,4\text{--}10,4^\circ\text{C}$, расчётный мольный объём – $52\text{ см}^3/\text{моль}$. Общий расчётный состав включений: CO_2 – 50 мольн. %, H_2O – 50 мольн. %; мольный объём – $35\text{ см}^3/\text{моль}$.

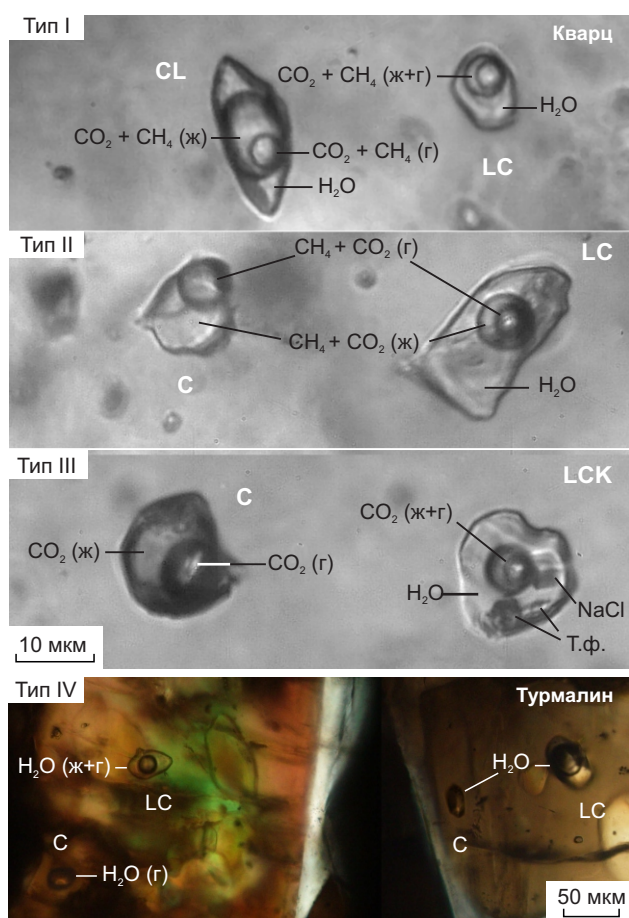


Рис. 9. Типы флюидных включений в минералах: фазы: ж – жидкая, г – газообразная, т. ф. – твёрдая

Fig. 9. Types of fluid inclusions in minerals: Phases: ж – liquid, г – gaseous, т. ф. – solid

Жидкая фаза (углекислотно-водные включения «LC») представлена разбавленным водным раствором с концентрацией 1–3 мас. % NaCl-экв. (температура разложения газогидрата 8,5–9,5 °C). Включения декрепитируют в интервале 290–320 °C, не достигнув точки гомогенизации.

Расчётное давление во включениях в момент их декрепитации составляет около 3,5 кбар. При 500 °C (нижняя температура образования граната при метаморфизме по [3]) давление составит 5,5 кбар. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о формировании жильного кварца на глубинах не менее 15 км от палеоповерхности.

Тип II. Вторичные включения в метаморфогенном кварце, приуроченные к залеченным трещинам. Находятся в тесной пространственной связи с золото-редкометалльной минерализацией и геохимическими аномалиями висмута.

В газовой фазе (углекислотные включения «C») находится углекислота с существенной примесью метана (15–30 мольн. %) и небольшим количеством азота (около 5 мольн. %). Температура плавления CO₂ варьирует от -60,5 до -64 °C, гомогенизация CO₂ происходит в жидкую фазу в интервале -5,4...-29 °C, расчётный мольный объём – 51–49 см³/моль.

Жидкая фаза (углекислотно-водные включения «LC») представлена водным раствором с концентрацией не менее 6 мас. % NaCl-экв. (температура разложения газогидрата 7 °C). Гомогенизация включений происходит путём растворения углекислоты в воде в интервале 230–300 °C.

Расчётное давление во включениях в момент их захвата составляет 1,8 кбар и соответствует глубинам около 7 км от палеоповерхности.

Необходимо отметить отчётливую термобарогеохимическую зональность, которая выражена в закономерном снижении температуры минералообразования в южном направлении от скв. 801 до скв. 806 (последняя находится в 400 м к югу от скв. 804) с градиентом порядка 50 °C/км. Причём по мере падения температуры в газовой фазе происходит неуклонный рост доли метана (от 15 до 30 мольн. %).

Тип III. Вторичные кристалло-флюидные включения в метаморфогенном кварце, приуроченные к залеченным трещинам. Предположительно могут быть связаны со щелочными метасоматитами.

В газовой фазе (углекислотные включения «C») находится чистая углекислота без примесей. Температура плавления CO₂ составляет -56,6 °C, гомогенизация CO₂ происходит в жидкую фазу в интервале 8,5–9,2 °C, мольный объём – 50 см³/моль.

Жидкая фаза (углекислотно-водные включения «LCK»), содержащие кристалл галита и неидентифицированные твёрдые фазы) представлена щёлочно-хлоридным рассолом-рас-



Таблица 2. Параметры флюидных включений в кварце Верхнетатарской площади

Table 2. Parameters of fluid inclusions in quartz from the Verkhnetatarskaya area

Номер образца	Тип ФВ		Температуры фазовых переходов, °С				Расчётные параметры			
			T _{гр}	T _{пл CO₂}	T _{гом C}	T _{гом (T_{NaCl})}	xCH ₄	V	C	P
С-801/94,5	II	LC	7	-60,5	-2,7...-3,6	280–300	–	–	6	1,8
		C	–	-60,5	-5,8...-9,3	–	0,15	51	–	
С-802/137	I	LC	9	-58,5	5,4...6,6	>320	–	–	2	>3,5
		CL	10	-58,5	5,9...8,2	>320	0,05	35	0	
С-803/49	II	LC	7,5	-61,0	-3,5...-6,0	270–280	–	–	5	1,8
		C	–	-61,0	-7,6...-12,1	–	0,17	50	–	
К-704/62	I	LC	8,5	-58,5	12,7...13,2	>290	–	–	3	>3,2
		CL	10	-58,5	8,7...10,4	>300	0,05	35	0	
С-804/75,6	III	LCK	-8,3	-56,6	13...16	235–240 (230–240)	–	–	33	1,5
		C	–	-56,6	8,5...9,2	–	0,0	50	–	
С-804/77,1	I	LC	8,5	-58,5	4,3...5,1	>320	–	–	3	>3,5
		CL	10	-58,5	5,4...6,1	>320	0,05	35	0	
С-804/86,9	II	LC	11	-63,0	-19...-20,5	260–270	–	–	–	1,8
		C	–	-63,0	-21,5	–	0,27	50	–	
С-804/86,9	III	LCK	-11,5	–	–	280–290 (365–405)	–	–	45	1,5*
		C	–	–	–	–	–	–	–	
С-804/92,2	IV	LC	-4,6*	–	–	210–225	–	–	7	0,2
		C	–	-58,3	5,5...10,5(Г)	–	0,15	250	–	
С-806/85,4	I	LC	9,5	-58,5	4,1...8,7	>310	–	–	1	>3,5
		CL	10	-58,5	5,5...7,8	>320	0,05	35	0	
	II	LC	13,5	-64,0	-22,5...-27,4	230–250	–	–	–	1,8
		C	–	-64,0	-28,3...-29,0	–	0,30	49	–	
Турмалин 075	IV	LC	-6,6*	–	–	350–375	–	–	10	0,2**
		C	–	–	–	–	–	–	–	

Примечания. Типы флюидных включений: LC – углекислотно-водные (К – с твёрдыми дочерними фазами), CL – водно-углекислотные, C – углекислотные. Измеренные температуры: T_{гр} – разложения газогидрата (* – плавления льда), T_{пл CO₂} – плавления углекислоты, T_{гом C} – гомогенизации углекислотно-метанового флюида в жидкую фазу (Г – в газовую фазу), T_{NaCl} – растворения галита, T_{гом} – гомогенизации включения путём растворения газов в воде. Расчётные параметры: xCH₄ – мольная доля метана в смеси с углекислотой, V – мольный объём включений; оценены по T_{пл CO₂} и T_{гом C} [17]. C – концентрация солей в водном растворе (в мас. % NaCl-экв.), определена по температуре плавления газогидрата [16], льда или растворения галита [14]. P – давление, оценённое по плотности углекислотных (C, CL) включений и температуре гомогенизации сосуществующих углекислотно-водных (LC) включений (* – по разнице между температурой исчезновения газового пузырька и растворения галита, ** – по давлению водяного пара при T_{гом}) [4, 13, 14]. В каждой группе проанализировано не менее 5 индивидуальных включений.

плавом с концентрацией 33 мас. % NaCl-экв. (температура растворения галита 230–240 °С). В составе солей преобладают NaCl и MgCl₂ (температура эвтектики -35 °С). Гомогенизация включений происходит путём одновременного растворения углекислоты и галита в воде при 230–240 °С.

В образце С-804/86,9 обнаружены также включения рассолов-расплавов, захваченные из гомогенной среды. Кристалл галита в этих включениях растворяется при температурах 365–405 °С после исчезновения пузырька CO₂.

Расчётное давление во включениях типа III в момент их захвата составляет 1,5 кбар и

соответствует глубинам около 6 км от палео-поверхности.

Тип IV. Первичные включения в турмалине кварц-турмалиновых метасоматитов.

В газовой фазе (включения «С») находится преимущественно водяной пар с незначительной примесью CO_2 и CH_4 .

Жидкая фаза (включения «LC») представлена водно-солевым раствором с концентрацией 10 мас. % NaCl-экв. (температура плавления льда $-6,6$ °C). Гомогенизация включений происходит в жидкую фазу при $350\text{--}375$ °C.

К данному типу нами отнесены также вторичные включения в метаморфогенном кварце, пространственно ассоциирующие с геохимической аномалией бора. Здесь газовая фаза представлена углекислотой низкой плотности, которая гомогенизируется в газовую фазу при температурах $5,5\text{--}10,5$ °C (мольный объём около 250 см³/моль). Находящиеся в ассоциации углекислотно-водные включения гомогенизируются при $210\text{--}225$ °C.

Расчётное давление в момент захвата включений типа IV составляет около 0,2 кбар и соответствует глубинам 1–2 км от палеоповерхности.

Таким образом, все изученные типы флюидных включений существенно различаются по составу, плотности и температурам захвата, при этом они могут присутствовать в одном образце. Это свидетельствует о принадлежности включений к разным этапам минералообразования.

Обсуждение результатов

Главной закономерностью в локализации оруденения на изученной площади служит его строгая приуроченность к горизонту альмандин-куммингтонитовых сланцев и кварцитов при полном отсутствии признаков низкотемпературных кислотных метасоматических изменений граната и амфибола. Как показал анализ литературных данных, отчётливый литолого-стратиграфический контроль в размещении золоторудных тел характерен для Таттарского рудного узла в целом.

На участке Берёзовом, расположенном в 6 км к северу от Верхнетатарского рудопроявления, золотоносные зоны приурочены к кон-

тактам ортоамфиболитов. Руды сложены альмандин-куммингтонит-альбитовыми породами с относительно крупным весьма высокопробным самородным золотом. Висмутовая минерализация не установлена, геохимические аномалии висмута отсутствуют (Дмитриев и др., 2022ф).

При разведке Николаевского месторождения золота (Стороженко и др., 2020ф) строго вдоль контакта ортоамфиболитов и кварц-хлорит-серицитовых метапелитов скважинами прослежена зона развития золотоносных «кварцитолитов» (Au $3\text{--}10$ г/т), мощность которых варьирует от 1 до 30 м, протяжённость по падению – более 200 м. В лежащем боку зоны развиты оперяющие кварцевые жилы.

Идентичная обстановка локализации золоторудных тел наблюдается на месторождении Герфед, а также на серии рудопроявлений, входящих в состав Герфед-Николаевского рудного поля [2]. Здесь золотоносные кварциты (в среднем около 1 г/т Au) приурочены к контакту толщи «метабазитовых» сланцев и ортоамфиболитов с перекрывающими их углеродистыми хлорит-серицит-кварцевыми филлитовидными сланцами. Кварциты содержат примесь углистого вещества и сульфидов. Мощность отдельных линзовидных тел кварцитов достигает 30 м при протяжённости 200–400 м. Суммарная длина зоны развития кварцитов превышает 7 км. Со стороны лежащего бока кварциты сопровождаются оперяющими кварцевыми жилами, некоторые из которых отличаются высокой золотоносностью.

Самородное золото – крупное высокопробное, находится вне связи с сульфидами. Микроскопическое золото присутствует в ассоциации с арсенопиритом. Отмечены висмутин, алексит, самородный висмут, антимонит.

Следует отметить три важные особенности оруденения [2]. Во-первых, для кварцитов характерно грубополосчатое распределение золота, что может свидетельствовать об изначально седиментогенном обогащении пород золотом. Во-вторых, с кварцитами ассоциируют золотоносные породы, сложенные альбитом, магнезиально-железистыми карбонатами и сульфидами железа. В-третьих, вмещающие породы Герфед-Николаевского рудного поля



метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Последнее объясняется морфологией Татарского массива, имеющего крутой восточный и пологий западный контакт (Стороженко, 2020ф), и служит указанием на контактовую природу метаморфизма амфиболитовой фации на Верхнетатарской площади.

По мнению исследователей [2], кварциты представляют собой метаморфизованные пластовые отложения высокозрелой коры химического выветривания с кластогенным золотом. По нашему мнению, линзовидная морфология залежей, повышенная железистость и золотоносность указывают на гидротермально-осадочный генезис протолита кварцитов. Ассоциирующие с кварцитами карбонат-альбитовые породы, вероятно, представляют собой метаморфизованные туфы основного состава.

Подобные золотоносные образования известны и в других рудных провинциях, например на крупнейшем золоторудном месторождении Хоумстейк (США). Данное месторождение, как и рассмотренные выше золоторудные объекты, локализовано в породах раннепротерозойского возраста. Хоумстейк служит эталонным представителем оруденения золото-железисто-кварцитово-формации [5], представляющего собой метаморфизованные стратифицированные залежи золотоносных гидротермально-осадочных руд сульфидно-карбонатно-кремнистого состава. Сложенный углеродистыми сланцами и кварцитами рудоносный горизонт мощностью 30–120 м характеризуется повышенными содержаниями FeO и MgO, типичными для смешанных карбонатно-сульфидных фаций формации железистых кварцитов. Содержание сульфидов в отдельных слоях достигает 20–30 %, первичные содержания Au в породах – до 17 г/т. Примечательно обогащение сульфидов тяжёлым изотопом серы ($\delta^{34}\text{S}$ от +3 до +30 ‰).

В рудном поле месторождения Хоумстейк проявлен зональный метаморфизм. При этом выше изограды граната содержащиеся в золотоносных горизонтах магнезиально-железистые карбонаты превращены в куммингтонит.

Практически полная аналогия структурно-вещественных характеристик месторож-

дения Хоумстейк и золото-кварцевого оруденения, проявленного в пределах Татарского рудного узла, позволяет предполагать осадочно-метаморфический генезис последнего. Подобный взгляд на происхождение большинства золото-кварцевых месторождений Енисейского кряжа убедительно обоснован в работе [10].

Возраст метаморфизма, сформировавшего окончательный облик золотоносных пород с прожилками жильного кварца, содержащего высокобарические флюидные включения метаморфогенных растворов, можно определить по времени становления гранитов первой фазы Татарского массива в 870–890 млн лет.

Золото-редкометалльная минерализация наложилась на ранее сформированные руды в обстановке значительно меньшей глубины, что свидетельствует о её более позднем возрасте. Пирротин-2, находящийся в парагенезисе с самородным золотом и минералами висмута, характеризуется околонулевыми значениями $\delta^{34}\text{S}$, что указывает на вероятную связь золото-сульфидной минерализации с глубинным магматизмом. Восстановленный существенно метановый характер рудоносных флюидов характерен для золото-сульфидного оруденения Енисейского кряжа [6, 12 и др.], причём на ряде объектов его послеметаморфический возраст (730–680 млн лет) установлен методами изотопной геохронологии [9]. Выявленная на Верхнетатарском рудопроявлении термобарогеохимическая зональность позволяет предполагать, что в северной части изученной площади золото-редкометалльное оруденение эродировано в большей степени.

Щелочные метасоматиты, изученные нами на Верхнетатарском рудопроявлении, полностью аналогичны метасоматитам, развитым на Татарском месторождении ниобия, фосфора, магнетита и вермикулита. Здесь щелочные метасоматиты сложены альбитом, арфведсонитом и флогопитом, пространственно и генетически они тесно связаны с доломитовыми карбонатитами [8]. Поэтому представляется наиболее вероятным, что именно со щелочными метасоматитами связаны вторичные включения магматогенных рассолов-расплавов, обнаруженные нами в метаморфоген-

Этап	Золото-кварцевый	Золото-редкометалльный	Щелочных метасоматитов	Кварц-турмалиновый
Альбит, КПШ	■		■	
Альмандин	■			
Куммингтонит	■			
Флогопит				
Рибекит-арфведсонит			■	
Кварц	■		■	■
Ильменит, сфен, рутил	■			■
Апатит			■	
Пироклор, колумбит			■	
Мусковит				■
Турмалин				■
Магнетит			■	
Пирротин	■	■	■	
Пирит, халькопирит	■	■	■	
Арсенопирит		■		
Галенит			■	
Самородный висмут		■		
Теллуриды висмута		■		
Самородное золото (пробность, ‰)	(940–980)	(880–920)	-	-
Возраст, млн лет	890–870	730–680	720–650	640–620
Температура, °С	500 → 350	300 → 230	400 → 240	375 → 220
Давление, кбар	5,5 - 3,5	1,8	1,5	0,2
$\delta^{34}\text{S}_{\text{FeS}}$, ‰	+9...+3	0.0	-	-
Компоненты флюидов	CO ₂	CH ₄	NaCl-MgCl ₂	H ₂ O
Геохимические ореолы	Au	Bi, As	Nb	B

Минералы: ■ главные; ■ второстепенные; ■ редкие; ■ индикаторные

Рис. 10. Схема последовательности минералообразования на Верхнетатарской площади

Fig. 10. Scheme of the mineral formation sequence in the Verkhnetatarskaya area

ном кварце. Подобные кристалло-флюидные включения закономерно присутствуют в минералах всех карбонатитовых комплексов [11]. Изотопный возраст карбонатитов Татарского месторождения и предположительно связанных с ними малых интрузий щелочно-ультраосновных пород заключён в интервале 720–650 млн лет [1, 9].

На Верхнетатарском рудопроявлении щелочные метасоматиты были сформированы несколько позже, чем золото-редкометалльная минерализация. На это указывают наблюдаемые в скважинах взаимоотношения, а также относительно более низкое давление при захвате кристалло-флюидных включений (1,5 кбар) по сравнению с включениями углекислотно-метановых флюидов (1,8 кбар).

Кварц-турмалиновые метасоматиты, проявленные на изученной площади, очевидно, являются аналогами оловоносных мусковит-кварц-турмалиновых грейзенов, которые развиты в контактовых зонах щелочных гранитов второй фазы Татарского массива (Стороженко и др., 2018ф). Резкое снижение давления при их формировании (до 0,2 кбар), вероятнее всего, связано не только с уменьшением глубинности минералообразования, но и со сменой литостатического режима гидростатическим вследствие раскрытия трещин.

Таким образом, в результате проведенных исследований авторами в пределах Верхнетатарской площади выделены четыре минеральных комплекса, сформированных последовательно в течение соответствующих этапов



эндогенной активности (рис. 10). Минералообразование протекало при неоднократном поступлении магматогенных флюидов и повышении температур на фоне значительного снижения давления (от 4–5 до 0,2 кбар). Последнее может быть связано с подъёмом территории, денудацией и уменьшением глубин развития минералообразующих процессов с ~ 15–20 км до 1–2 км в период от 890 до 620 млн лет назад.

Заключение

В пределах Верхнетатарской площади проявлены продукты последовательного развития нескольких рудообразующих систем, которые пространственно приурочены к единому литолого-стратиграфическому уровню. Минералообразование происходило в период с 890 до 620 млн лет назад на фоне снижения давления, связанного с подъёмом территории, денудацией и уменьшением глубин развития метаморфических и гидротермальных процессов с ~ 15 км до 1–2 км от палеоповерхности. Неоднократное поступление флюидов из нового магматического источника сопровождалось повышением температур и формированием минеральных комплексов, контрастно различающихся по составу и рудоносности.

Золото-кварцевое оруденение сформировано в процессе высокотемпературного контак-

тового метаморфизма золотоносных сульфидно-карбонатно-кремнистых пород при внедрении гранитов первой фазы Татарского массива. В результате были образованы гранат-кумингтонитовые сланцы и кварциты с крупным высокопробным самородным золотом.

Золото-редкометалльное оруденение, включающее пирротин, арсенопирит, тонкое относительно низкопробное самородное золото и теллур-висмутовые минералы, было сформировано при участии восстановленных существенно метановых флюидов, связанных с глубинным магматическим очагом. Участки его развития характеризуются значительным повышением содержаний Au в рудах.

Более поздние события, связанные со щелочным магматизмом, привели к формированию флогопит-арфведсонит-полевошпатовых метасоматитов, несущих ниобиевое оруденение, и мусковит-кварц-турмалиновых грейзенов. Наложение поздних метасоматитов на золотые руды приводит к их разубоживанию.

Таким образом, полигенно-полихронный характер минерализации, проявленной в пределах Верхнетатарской площади, обусловил наблюдаемое разнообразие минеральных ассоциаций, широкие вариации РТХ-параметров флюидных включений, сложность строения геохимического поля и неоднозначность типизации золотого оруденения.

Список литературы

1. Врублевский В. В., Сазонов А. М., Гертнер И. Ф., Тишин П. А., Колмаков Ю. В. Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов Южного Заангарья, Енисейский кряж // Известия Томского политехнического университета. – 2012. – Т. 320, № 1. – С. 63–70.
2. Гибшер Н. А., Томиленко А. А., Сазонов А. М., Рябуха М. А., Тимкина А. Л. Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия образования кварцевых жил (Енисейский кряж, Россия) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 11. – С. 1851–1867.
3. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фаии метаморфизма / под ред. акад. В. С. Соболева. – М.: Недра, 1969. – 432 с.
4. Калужный В. А. Основы учения о минералообразующих флюидах. – Киев: Наукова думка, 1982. – 237 с.
5. Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф. Золоторудные гиганты России и Мира. – М.: Научный мир, 2000. – 272 с.
6. Кряжев С. Г., Берковский Е. М. Флюидный режим формирования Олимпиадинского золото-сульфидного месторождения // Отечественная геология. – 2023. – № 1. – С. 20–33.
7. Мансуров Р. Х., Кряжев С. Г., Зеликсон Б. С. Минералого-геохимические особенности рудопроявления Южное, Енисейский кряж // Руды и металлы. – 2017. – № 1. – С. 55–66.
8. Никитина Е. И. Фосфатноносные коры выветривания Татарского месторождения (Енисейский

- кряж) // Теоретические и прикладные аспекты современной науки. – 2015. – № 9-2. – С. 5–10.
9. Ножкин А. Д., Борисенко А. С., Неволько П. А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 158–181.
 10. Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа / Тр. Ин-та геологии и геофизики. Вып. 69. – Новосибирск : Наука, 1974.
 11. Прокопьев И. Р. Петрогенезис и рудоносность щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и складчатого обрамления : автореф. дисс. ... докт. геол.-минер. наук. – Новосибирск, 2025.
 12. Томиленко А. А., Гибшер Н. А. Особенности состава флюида в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский кряж (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. – 2001. – № 2. – С. 167–177.
 13. Bakker R. J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties // Chemical Geology. – 2003. – V. 194. – P. 3–23.
 14. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions / De Vivo B., Frezzotti M. L. (eds). Fluid inclusions in minerals, methods and applications. – Blacksburg : Virginia Tech., 1994. – P. 117–130.
 15. Cook N. J., Ciobanu C. L., Wagner T., Stanley C. J. Minerals of the system Bi-Te-Se-S related to the tetradymite archetype: review of classification and compositional variation // The Canadian Mineralogist. – 2007. – V. 45. – P. 665–708.
 16. Darling R. S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1991. – V. 55. – P. 3869–3871.
 17. Thiery R., Kerkhof A. M., Dubessy J. vX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31 °C and P < 400 bars // European Journal of Mineralogy. – 1994. – No 6. – P. 753–771.

References

1. Vrublevskii V. V., Sazonov A. M., Gertner I. F., Tishin P. A., Kolmakov Yu. V. Geokhronologiya i magmaticheskie istochniki shchelochnykh porod i karbonatitov Yuzhnogo Zaangar'ya, Eniseiskii kryazh [Geochronology and magmatic sources of alkaline rocks and carbonatites of the Southern Transangarya, Yenisei Ridge], *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta [News of Tomsk Polytechnic University]*, 2012, V. 320, No 1, pp. 63–70. (In Russ.)
2. Gibsher N. A., Tomilenko A. A., Sazonov A. M., Ryabukha M. A., Timkina A. L. Zolotorudnoe mesto-rozhdzenie Gerfed: kharakteristika flyuidov i PT-usloviya obrazovaniya kvartsevykh zhil (Eniseiskii kryazh, Rossiya) [Gerfed gold deposit: characteristics of fluids and PT conditions for the formation of quartz veins (Yenisei Ridge, Russia)], *Geologiya i geofizika [Geology and geophysics]*, 2011, V. 52, No 11, pp. 1851–1867. (In Russ.)
3. Dobretsov N. L., Reverdatto V. V., Sobolev V. S., Sobolev N. V., Khlestov V. V. Fatsii metamorfizma / [Facies of metamorphism / edited by academician V. S. Sobolev], Moscow, Nedra Publ., 1969, 432 p.
4. Kalyuzhnyi V. A. Osnovy ucheniya o mineralo-obrazuyushchikh flyuidakh [Fundamentals of the doctrine of mineral-forming fluids], Kyiv, Naukova Dumka Publ., 1982, 237 p.
5. Konstantinov M. M., Nekrasov E. M., Sidorov A. A., Struzhkov S. F. Zolotorudnye giganty Rossii i Mira [Gold ore giants of Russia and the World], Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 2000, 272 p.
6. Kryazhev S. G., Berkovskii E. M. Flyuidnyi rezhim formirovaniya Olimpiadinskogo zloto-sul'fidnogo mesto-rozhdeniya [Fluid regime of the formation of the Olimpiadinskoye gold-sulfide deposit], *Otechestvennaya geologiya [National geology]*, 2023, No 1, pp. 20–33. (In Russ.)
7. Mansurov R. Kh., Kryazhev S. G., Zelikson B. S. Mineralogo-geokhimicheskie osobennosti rudoprovayleniya Yuzhnoye, Eniseiskii kryazh [Mineralogical and geochemical features of the Yuzhnoye, Yenisei Ridge ore occurrence], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2017, No 1, pp. 55–66. (In Russ.)
8. Nikitina E. I. Fosfatonosnye kory vyvetrivaniya Tatarskogo mesto-rozhdeniya (Eniseiskii kryazh) [Phosphate-bearing weathering crusts of the Tatarskoye deposit (Yenisei Ridge)], *Teoreticheskie i prikladnye aspekty sovremennoi nauki [Theoretical and applied aspects of modern science]*, 2015, No 9-2, pp. 5–10. (In Russ.)
9. Nozhkin A. D., Borisenko A. S., Nevol'ko P. A. Etapy pozdneproterozoiskogo magmatizma i vozrastnye rubezhi zolotogo orudneniya Eniseiskogo



- kryazha [Stages of Late Proterozoic magmatism and age boundaries of gold mineralization of the Yenisei Ridge], *Geologiya i geofizika [Geology and geophysics]*, 2011, V. 52, No 1, pp. 158–181. (In Russ.)
10. Petrov V. G. Usloviya zolotonosnosti severnoi chasti Eniseiskogo kryazha [Conditions of gold-bearing capacity of the northern part of the Yenisei Ridge], *Trudy Instituta geologii i geofiziki. [Proceedings of the Institute of Geology and Geophysics]*, Novosibirsk, Nauka Publ., 1974. – Issue 69. (In Russ.)
 11. Prokop'ev I. R. Petrogenезis i rudonosnost' shchelochnykh karbonatitovykh kompleksov Sibirskogo kratona i skladchatogo obramleniya : avtoref. diss. dokt. geol.-miner. nauk [Petrogenesis and ore content of alkaline carbonatite complexes of the Siberian Craton and folded surroundings: abstract of PhD dissertation in geol.-mineral sci.], Novosibirsk, 2025.
 12. Tomilenko A. A., Gibsher N. A. Osobennosti sostava flyuida v rudnykh i bezrudnykh zonakh Sovetskogo kvarts-zolotorudnogo mestorozhdeniya, Eniseiskii kryazh (po dannym izucheniya flyuidnykh vklyuchenii) [Features of fluid composition in ore and barren zones of the Soviet quartz-gold deposit, Yenisei Ridge (based on fluid inclusion studies)], *Geokhimiya [Geochemistry]*, 2001, No 2, pp. 167–177. (In Russ.)
 13. Bakker R. J. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusions data and for modeling bulk fluid properties, *Chemical Geology*, 2003, V. 194, pp. 3–23.
 14. Bodnar R. J., Vityk M. O. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions, De Vivo B., Frezzotti M. L. (eds). Fluid inclusions in minerals, methods and applications, Blacksburg, Virginia Tech. Publ., 1994, pp. 117–130.
 15. Cook N. J., Ciobanu C. L., Wagner T., Stanley C. J. Minerals of the Bi-Te-Se-S system related to the tetradymite archetype: review of classification and compositional variation, *The Canadian Mineralogist*, 2007, V. 45, pp. 665–708.
 16. Darling R. S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, V. 55, pp. 3869–3871.
 17. Thiery R., Kerkhof A. M., Dubessy J. vX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modeling for T < 31 °C and P < 400 bars, *European Journal of Mineralogy*, 1994, No 6, pp. 753–771.

Кряжев Сергей Гаврилович (kryazhev@tsnigri.ru)

доктор геолого-минералогических наук, начальник отдела

Двуреченская Светлана Степановна

кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник

Берковский Евгений Михайлович

научный сотрудник

Лизоркин Иван Михайлович

ведущий инженер

Старостин Иван Александрович

кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, г. Москва, Россия



СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.48 (470.56)

Химический и минеральный состав руд Буруктальского месторождения (Оренбургская область). Тип никеленосной коры выветривания

Борисов А. А.¹, Сычёва Н. А.², Богуславский М. А.¹, Вильданов Д. И.¹¹ МГУ, г. Москва, Россия; ² ВИМС, г. Москва, Россия

Аннотация. Буруктальское месторождение никеля и кобальта находится в Оренбургской области и приурочено к коре выветривания одноимённого массива ультрабазитов, расположенного в южной части Буруктальского синклинория и являющегося самым крупным в России. Никель и кобальт в рудах месторождения концентрируются преимущественно в минералах групп серпентина и монтмориллонита, а также в магнетите, гётите, гематите и хлорите. Среднее содержание никеля составляет 0,86 %, среднее содержание кобальта – 0,09 %. Проведено сравнение вещественного состава руд Буруктальского месторождения с рудами никеленосных кор выветривания в других странах. На основании полученных данных в соответствии с международной классификацией определён тип профиля коры выветривания. Высокое содержание нонтронита (до 13 %), а также невысокое содержание оксидов и гидроксидов железа (12 %) при большом количестве серпентина (27 %) не позволяет отнести Буруктальское месторождение ни к силикатному, ни к глинистому типу кор выветривания, поэтому оно отнесено к смешанному глинисто-силикатному типу, что сильно усложняет подбор технологии обогащения.

Ключевые слова: никеленосные коры выветривания, химический состав, минеральный состав, силикатный никель, нонтронит, латериты, Буруктальское месторождение.

Для цитирования: Борисов А. А., Сычёва Н. А., Богуславский М. А., Вильданов Д. И. Химический и минеральный состав руд Буруктальского месторождения (Оренбургская область). Тип никеленосной коры выветривания. Руды и металлы. 2025. № 4. С. 70–87. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10013.

Chemical and mineral composition of ores of the Buruktal deposit (Orenburg Region): Type of the nickel-bearing weathering crust

Borisov A. A.¹, Sycheva N. A.², Boguslavsky M. A.¹, Vildanov D. I.¹¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia;² Fedorovsky All-Russian Institute of Mineral Raw Materials, Moscow, Russia

Abstract. The Buruktal nickel and cobalt deposit, the largest in Russia, is located in the Orenburg Region and is confined to the weathering crust of the ultramafic massif of the same name in the southern portion of the Buruktal synclinorium. Nickel and cobalt in ores of the deposit are predominantly concentrated in serpentine and montmorillonite group minerals, as well as in magnetite, goethite, hematite, and chlorite. The average nickel grade is 0.86 % and that of cobalt is 0.09 %. The composition of the Buruktal ores was compared with ores of nickel-bearing weathering crusts in other countries. The data obtained were used to determine the weathering crust profile type in accordance with the international classification. Because of the high nontronite content (up to 13 %), relatively low iron oxide and hydroxide content (12 %), along with the higher serpentine content (27 %), the Buruktal deposit cannot be classified neither as a silicate weathering crust, nor as clayey one. Therefore, it is classified as a mixed, clayey-silicate type, which strongly complicates selection of the beneficiation technology.

Keywords: nickel-bearing weathering crusts, chemical composition, mineral composition, silicate nickel, nontronite, laterites, Buruktal deposit.

For citation: Borisov A. A., Sycheva N. A., Boguslavsky M. A., Vildanov D. I. Chemical and mineral composition of ores of the Buruktal deposit (Orenburg Region): Type of the nickel-bearing weathering crust. Ores and metals. 2025. No. 4. pp. 70–87. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10013.



Введение

Буруктальское месторождение никеля находится в Оренбургской области и приурочено к коре выветривания одноимённого массива ультрабазитов. Оно было открыто в 1948 году в процессе геологической съёмки масштаба 1 : 200 000.

В 1960–1961 гг. институтом «Гипроникель» было разработано комплексное проектное задание комбината. Наиболее интенсивно его строительство велось в 1960–1964 гг., но затем в связи с открытием месторождений богатых руд Талнахского рудного узла в Норильском рудном районе капиталовложения были резко сокращены и строительство основных производственных объектов крайне замедлилось.

Разработка месторождения была начата в 1969 году, однако её экономическая эффективность на различных этапах оказалась нестабильной. Основными сдерживающими факторами являлись сложный вещественный состав руд и низкие содержания никеля, что негативно сказывалось на рентабельности добычи и переработки.

На протяжении практически всего периода эксплуатации месторождения велись непрерывные работы по совершенствованию технологии переработки руд. Поиск более перспективных альтернативных методов проводился с привлечением ведущих научно-исследовательских организаций отрасли, таких как «Гипроникель», МИСИС, ВИМС, ГЕОТЭП и НИЦ «Гидрометаллургия».

Несмотря на активную деятельность предприятия по совершенствованию технологий переработки, ни один из разрабатываемых методов не был доведён до промышленной реализации. Вследствие сохраняющейся низкой рентабельности и отсутствия экономически эффективной технологии, разработка Буруктальского месторождения была прекращена в 2012 году. В настоящий момент месторождение находится в законсервированном состоянии.

Исследования вещественного состава буруктальских руд – один из шагов к возобновлению добычных работ на месторождении.

Типизация профиля коры выветривания месторождений латеритного никеля, предложенная австралийскими геологами [7], для Буруктальского месторождения ранее не применялась.

Определение типа профиля коры выветривания – один из ключевых вопросов при освоении месторождений латеритного никеля, поскольку распределение и соотношение типов руд в разрезе оказывает непосредственное влияние на выбор технологии переработки.

В статье представлены исследования вещественного состава руд Буруктальского месторождения. Для выявления основных закономерностей строения коры выветривания проведён химический и минералогический анализ. По результатам вещественных исследований профиль коры выветривания Буруктальского месторождения определён как смешанный глинисто-силикатный.

Методы исследования

Исследования вещественного состава Буруктальского месторождения проведены на пробе, отобранной из северной части карьера третьего участка из блоков 21-С₁ и 22-С₁ между скважинами 1724 и 1723. Проба отбиралась из центральной части месторождения, являющейся наиболее представительной для руд данного объекта. Из крупнотоннажной пробы был отобран материал для подготовки навесок на химический и минералогический анализ.

Химический состав руд определён в аналитическом сертификационном испытательном центре ФГБУ «ВИМС». Атомно-абсорбционный метод применялся для определения содержаний никеля и кобальта, атомно-эмиссионный метод с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) – для определения содержаний прочих металлов. Для аналитических работ использован атомно-эмиссионный спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ICPE-9000 (Simadzu, Япония) и атомно-абсорбционный спектрометр AAnalyst-800 (Perkin Elmer, США).

Минеральный состав руды определён в минералогическом отделе ФГБУ «ВИМС» по данным рентгенографического количествен-

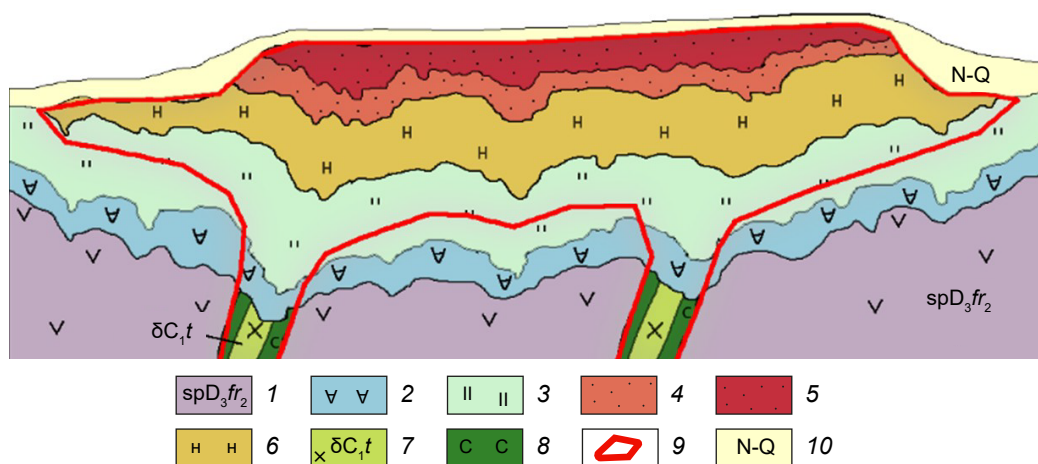


Рис. 1. Геологический разрез Буруктальского месторождения [1]:

1 – серпентиниты; 2 – карбонатизированные серпентиниты; 3 – выщелоченные серпентиниты; 4 – структурные охры; 5 – бесструктурные охры; 6 – нонтрониты; 7 – диориты; 8 – хлоритизация; 9 – рудные тела; 10 – неоген-четвертичные отложения

Fig. 1. Geological section across the Buruktal deposit [1]:

1 – serpentinites; 2 – carbonated serpentinites; 3 – leached serpentinites; 4 – structural ochers; 5 – structureless ochers; 6 – nontronites; 7 – diorites; 8 – chloritization; 9 – ore bodies; 10 – Neogene-Quaternary deposits

ного фазового анализа (РКФА) с использованием метода внутреннего стандарта. Для работы использован рентгеновский дифрактометр X'Pert PRO MPD (PANalytical, Нидерланды). Условия съемки: монохроматизированное Cu-Kα-излучение (графитовый монохроматор на дифрагированном излучении), режим работы рентгеновской трубки: $V = 50 \text{ kV}$, $I = 40 \text{ A}$, режим записи рентгенограмм непрерывный, шаг 0,02 град 2θ, время набора импульсов – 1 с.

Геологическое строение Буруктальского месторождения

Буруктальский массив ультрамафитов верхнедевонского возраста в плане имеет подковообразную форму, прорван более поздней серией меловых жильных образований различного состава (Устинов, Лосев, 1968ф). Буруктальское месторождение никеля приурочено к коре выветривания одноименного массива ультраосновных пород и разделяется на шесть участков, образующих отдельные промышленные скопления никеля и кобальта (рис. 1).

Рудные залежи месторождения представлены линейно-площадной корой выветривания

ультрамафитов с пологим субгоризонтальным залеганием. Мощность коры выветривания изменяется в пределах от 1 до 70 м, в среднем составляя 15 м. Содержания никеля изменяются от 0,2 до 2 %, в среднем составляя 0,86 %, содержания кобальта – от 0,01 до 0,5 %, в среднем составляя 0,09 %.

Кровля коры пологая и ровная, соответствует подошве неоген-четвертичных отложений, подошва – извилистая, часто с карманами и впадинами. Разрез коры характеризуется ярко выраженной зональностью по вертикали (рис. 1).

В разрезе коры выделяются следующие зоны: зона охр в верхней части разреза, зона нонтронитов – в средней части, зона выщелоченных и карбонатизированных серпентинитов – в нижней части. Корнями коры выветривания является зона карбонатизированных серпентинитов, для которых характерно присутствие магнетита.

Зональность профиля Буруктальского месторождения имеет некоторые сходства с разрезами никеленосных кор выветривания различных типов (рис. 5). Горизонты структурных и бесструктурных охр соответствуют зонам крас-



ных и жёлтых лимонитов профиля окисленного типа, а горизонт нонтронитов – зоне смектитов глинистого профиля. Зоны выщелачивания и карбонатизации зарубежными исследователями не выделяются и относятся к нижней части горизонта сапролитов [7].

Отличительной особенностью Буруктальского месторождения является его полигенный генезис. Формирование промышленных скоплений никеля и кобальта связано не только с процессами выветривания и корообразования экзогенной природы, но и с эндогенными факторами. В период развития герцинской складчатости в районе Буруктальского месторождения внедрялись интрузии среднего и основного состава. В результате образовавшиеся контактовые метасоматиты аккумулировали металлы, как выщелоченные при метасоматозе, так и элементы, привнесённые гидротермальными растворами. В ходе метасоматической переработки субстрата вдоль контакта даек с ультрамафитами сформировались хлоритовые руды с повышенными содержаниями никеля [1].

Вещественный состав руд Буруктальского месторождения

Руды месторождения делятся на два технологических типа: железистые и магниезиальные. Первые соответствуют верхним горизонтам охр и нонтронитов с высоким содержанием железа, вторые – горизонту сапролитов: выщелоченным и карбонатизированным серпентинитам с высоким содержанием магния. Для исследований вещественного состава руд отобраны образцы обоих разновидностей технологических типов. Типы руд отличаются визуально: магниезиальные разновидности имеют бледно-зелёный цвет (рис. 2, *a–c, f*), железистые руды – тёмно-оранжевый за счёт развития оксидов железа (рис. 2, *d, e*).

Руды месторождения представлены несортированными и неокатанными обломками в различной степени изменённых серпентинитов (нонтронитизированных, окремнённых, обохренных, карбонатизированных, оталькованных и хлоритизированных), в меньшей степени – обломками корок железистого, марганцево-железистого, кремнистого и карбонатного составов.

Структура плотных каменистых разновидностей скрытокристаллическая, тонко- и мелкозернистая, метаколлоидная. В шлифах широко развиты структуры замещения, образование которых связано с вторичными изменениями руды, по существу это коррозионные структуры: псевдоморфная – псевдоморфозы нонтронита по серпентину (рис. 3, *a, b*), разъедания – коррозия гидроксидами железа, минералами кремнезёма и карбонатами других минералов (рис. 3, *c, h*), реликтовая (рис. 3, *a–h*), крустификационная – обрастание различных минералов каймой гидроксидов железа или минералов марганца (рис. 3, *e*), решётчатая – замещение магнетита гематитом, цементная – гидроксиды железа и минералы марганца цементируют другие минералы (рис. 3, *f*).

Химический состав руд представлен в таблице 1. В нём преобладают оксиды кремния, железа и магния.

Кремний (SiO_2 ; 40,7 %) присутствует в виде самостоятельных минеральных фаз (кварца, халцедона, опала) и во всех рудообразующих минералах (серпентине, нонтроните, клинохлоре, каолините, тальке, амфиболе, слюде).

Собственными минеральными фазами железа ($\text{Fe}_{\text{общ}}$; 22,6 %) являются магнетит, гематит и гётит, незначительное его количество сосредоточено в хромшпинелиде. Также железо присутствует в нонтроните, клинохлоре и амфиболе, в качестве примеси – в серпентине и минералах марганца.

Магний (MgO ; 9,8 %) сосредоточен в большинстве рудообразующих минералов (серпентине, клинохлоре, тальке, нонтроните, хромшпинелиде), в качестве примеси установлен в магнетите.

Алюминий (Al_2O_3 ; 4,8 %) входит в нонтронит, каолинит, клинохлор, амфибол, слюду и хромшпинелид. В магнетите и минералах марганца присутствует в виде примеси.

Хром (Cr_2O_3 ; 1,44 %) присутствует в хромшпинелиде. Часть хрома связана с нонтронитом и магнетитом.

Главными полезными компонентами являются никель и кобальт, содержание которых в руде составляет 0,86 % и 0,088 % соответственно. Собственных минеральных фаз никеля и кобальта не обнаружено. Они при-

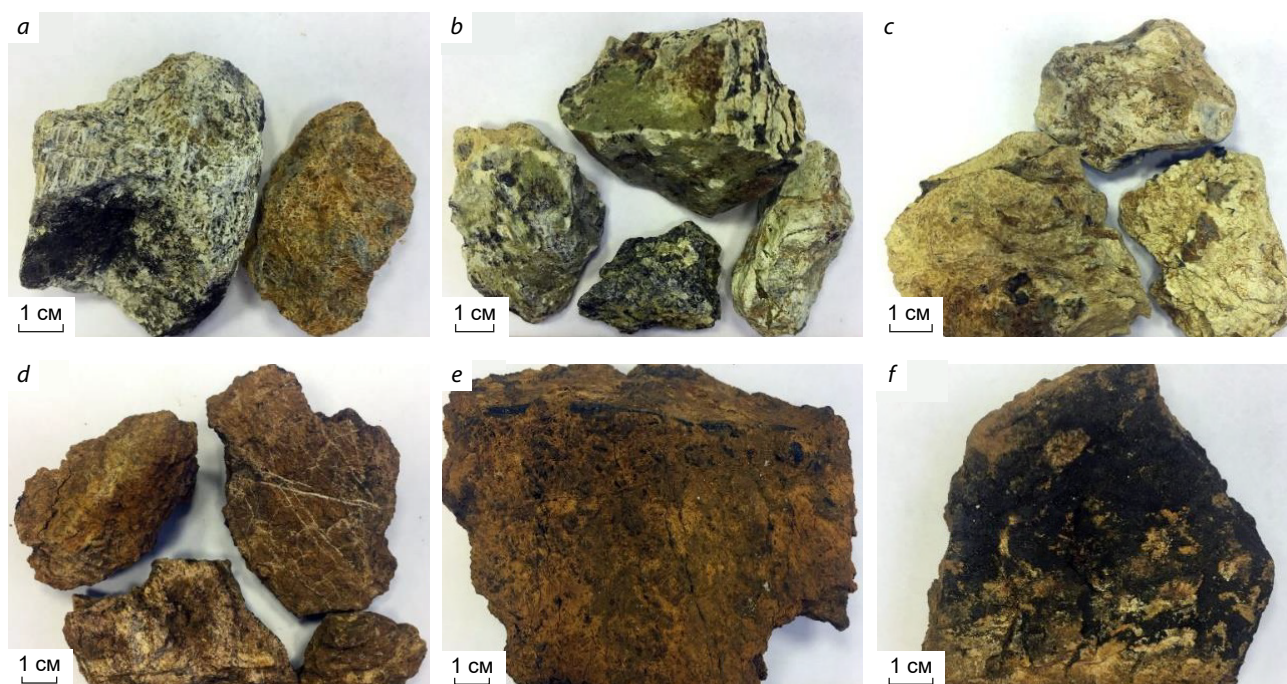


Рис. 2. Породы коры выветривания, образовавшиеся по серпентинитам:

a – нонтронитизированные, в разной степени обохренные; *b* – нонтронитизированные и хлоритизированные; *c* – интенсивно выветрелые оталькованные; *d* – окварцованные и обохренные; *e* – интенсивно обохренные; *f* – интенсивно обохренные с минералами марганца

Fig. 2. Weathering crust rocks formed after serpentinites:

a – nontronitized, ochered to varying degrees; *b* – nontronitized and chloritized; *c* – intensely weathered, talcified; *d* – silicified and ochered; *e* – intensely ochered; *f* – intensely ochered with manganese minerals

сутствуют в большинстве рудообразующих минералов в виде адсорбированной или изоморфной примеси (более детально распределение никеля и кобальта по минералам приведено в разделе «Минералы-концентраторы никеля и кобальта»).

Минеральный состав руд, определённый по данным рентгенографического фазового анализа, приведён в таблице 2. Главные породообразующие минералы представлены минералами группы серпентина (27 %), кварцем (17 %) и минералами группы монтмориллонита (13 %), второстепенные – клинохлором (5 %), каолинитом (3 %), тальком (1 %) и слюдой (1 %). Остальные минералы (кальцит, арагонит, хромшпинелид, вернадит, псиломелан, асболан, пиролюзит, яковсит, галлуазит, опал, накрит) относятся к категории аксессуарных.

Магнетит является главным рудным минералом (20 %). Это стойкий к выветриванию реликтовый минерал. Встречается в виде зёрен, агрегатов, вкрапленности в серпентине и продуктах его выветривания (нонтроните, каолините, хлорите, гидроксидах железа и марганца). Размер зёрен варьирует от тысячных долей миллиметра (тонкодисперсный) до 0,5 мм. Минерал в разной степени (от слабой до интенсивной) замещён гематитом (мартитизирован). Мартитизация проявлена по краям зёрен и по трещинам спайности магнетита. В интенсивно обохренных и окварцованных серпентинитах зёрна магнетита корродированы гидроксидами железа и кварцем, разбиты трещинами (рис. 3, *f*).

Гидроксиды железа присутствуют в подчинённом количестве (7 %), представлены гётитом

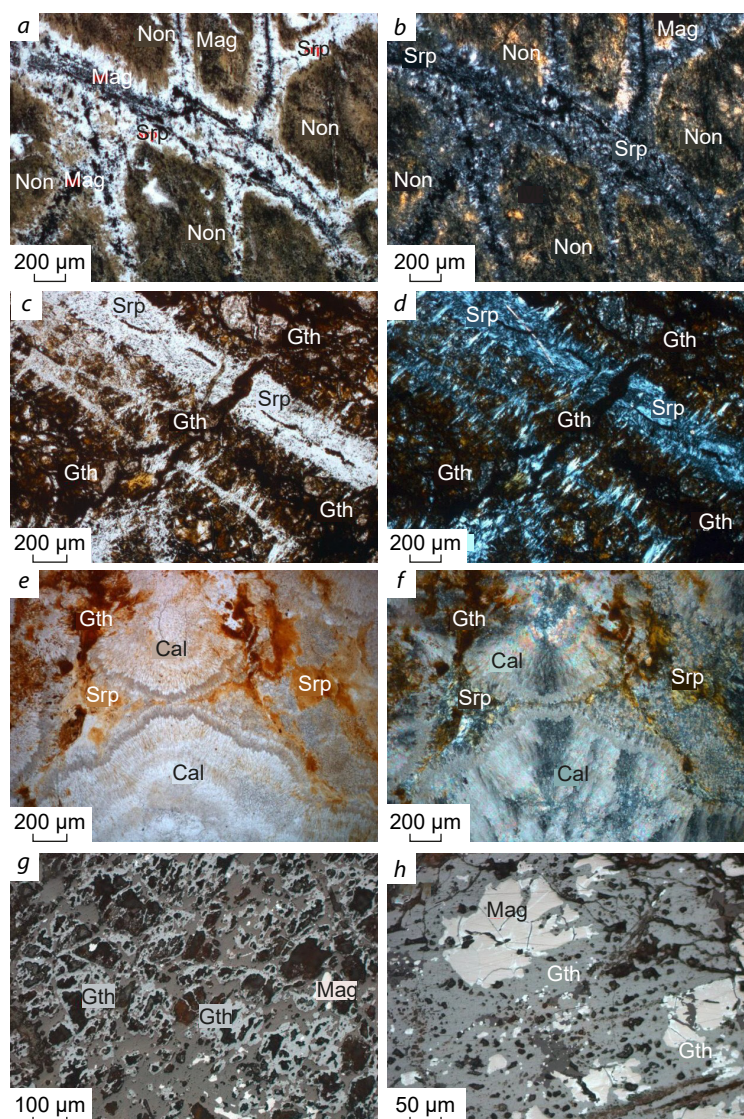


Рис. 3. Структуры изменённых серпентинитов:

a – коррозионная, нонтронит образует псевдоморфозы по серпентиниту, николи параллельны; *b* – то же, николи скрещены; *c* – структура разъедания, гидроксиды железа корродируют и замещают серпентин, николи параллельны; *d* – то же, николи скрещены; *e* – крустификационная, гидроксиды железа обрастают пустоты, образовавшиеся в результате выщелачивания минералов, николи параллельны; *f* – цементации и разъедания, гидроксиды железа цементируют и корродируют магнетит, николи параллельны; *g* – реликтовая и коррозионная, видны реликты серпентина, замещаемого карбонатом, гидроксиды железа корродируют карбонат, николи параллельны; *h* – то же, николи скрещены; Gth – гётит, Mag – магнетит, Non – нонтронит, Srp – серпентинит, Cal – кальцит

Fig. 3. Structures of altered serpentinites:

a – corrosion, nontronite forms pseudomorphs after serpentinite, nicols are parallel; *b* – the same, nicols are crossed; *c* – erosion structure, iron hydroxides corrode and replace serpentine, nicols are parallel; *d* – the same, nicols are crossed; *e* – crustification, iron hydroxides overgrow voids formed as a result of mineral leaching, nicols are parallel; *f* – cementation and erosion, iron hydroxides cement and corrode magnetite, nicols are parallel; *g* – relict and corrosion, relics of serpentine replaced by carbonate are visible, iron hydroxides corrode carbonate, nicols are parallel; *h* – the same, nicols are crossed; Gth – goethite, Mag – magnetite, Non – nontronite, Srp – serpentinite, Cal – calcite

Табл. 1. Химический состав руды III участка Буруктальского месторождения

Table 1. Chemical composition of ore from Site III of the Buruktal deposit

Элемент / компонент	Содержание, %
SiO ₂	40,7
Fe _{общ}	22,6
MgO	9,8
Al ₂ O ₃	4,8
Cr	0,98
Ni	0,86
CaO	0,64
Mn	0,42
Na ₂ O	0,48
K ₂ O	0,19
TiO ₂	0,13
S _{общ}	0,089
Co	0,088
P ₂ O ₅	0,072
Sc	0,0012
п. п. п.	7,6

том и гидрогётитом. Минералы распространены в обохренных и окремнённых серпентинитах, образуются за счёт окисления и разложения железосодержащих минералов (нонтронита, хлорита, магнетита, хромшпинелида). Количество в руде преобладает гидрогётит.

Гематит относится ко второстепенным рудным минералам (5 %). В руде встречаются две разновидности гематита: мартит (псевдоморфоза гематита по магнетиту) и гидрогематит. При окислении магнетита в коре выветривания происходит его замещение гематитом. Мартизация наблюдается по трещинам спайности магнетита от периферии зёрен к центру.

Минералы группы серпентина являются главными рудообразующими минералами (27 %), слагают одноимённые породы – серпентиниты. Они присутствуют в виде мелкозернистых, чешуйчатых, лейстовидных, пластинчатых и игольчатых агрегатов, среди которых встречаются прожилки тонковолокнистого строения. Иногда образуют петельчатые аг-

Табл. 2. Минеральный состав руды III участка Буруктальского месторождения

Table 2. Mineral composition of ore from Site III of the Buruktal deposit

Минерал	Содержание, %
Магнетит	20
Гётит + гидрогётит	7
Гематит + гидрогематит	5
Минералы группы серпентина	27
Кварц	17
Минералы группы монтмориллонита	13
Хлорит	5
Минералы группы каолинита	3
Тальк	1
Слюда	1
Прочие *	1

Примечание: * – хромшпинелид, асболан, псиломелан, вернадит, пиролюзит, якобит, кальцит, арагонит, опал, накрит.

регаты. Рентгенографическим анализом в отобранных минеральных фракциях установлены три минеральных вида серпентина: антигорит, хризотил и лизардит, которые находятся в смеси друг с другом. Количественно преобладает антигорит.

Кварц присутствует в значительном количестве (17 %). Это гипергенный минерал. Он встречается в виде многочисленных прожилков, корок, друз и сплошных зернистых масс в окремнённых и обохренных серпентинитах.

Минералы группы монтмориллонита, чьё количество в пробе достигает 13 %, являются основными продуктами выветривания. В руде оптическими методами и рентгенографическим анализом достоверно установлены нонтронит, собственно монтмориллонит и сапонит. Нонтронит преобладает, остальные минералы встречаются спорадически.

Нонтронит встречается в виде землистых агрегатов с восковидным блеском. Нонтронит замещает серпентин, начальная стадия нон-



тронитизации проявляется в повышении интерференционной окраски минерала, выделений нонтронита практически не наблюдается. В дальнейшем нонтронит развивается по периферии индивидов серпентина, по внутренним зонам серпентиновых петель (рис. 4 *a, b*), трещинам (рис. 4 *c, d*). Особенно интенсивно нонтронитизация проявлена в местах скопления тонкодисперсного магнетита.

Монтмориллонит диагностирован рентгенографическим анализом в минеральных фракциях, отобранных из классифицированного материала. Минерал встречается в виде землистых, плотных и почковидных агрегатов с восковидным блеском. Цвет белый, бледно-жёлтый, зеленовато-жёлтый.

Сапонит диагностирован рентгенографическим анализом в минеральных фракциях, отобранных из классифицированного материала. Встречается в виде землистых агрегатов бледно-жёлтого цвета с рыжевато-бурыми пятнами гидроксидов железа. Присутствует в тесной ассоциации с вермикулитом и гидроксидами железа.

Хлорит относится ко второстепенным породообразующим минералам (5 %). Встречается в хлоритизированных нонтронитизированных серпентинитах и охрах, развивающихся по ним. Минерал присутствует в виде листоватых и чешуйчатых агрегатов серовато-зелёного, зелёного, светло-зелёного, сине-зелёного, золотисто-жёлтого цвета до практически бесцветного. Часто наблюдается обохривание хлорита гидроксидами железа.

Каолинит и галлуазит встречаются в тесной ассоциации как друг с другом, так и с другими минералами: гидроксидами железа, хлоритом, минералами марганца и группы монтмориллонита. Присутствуют в виде землистых агрегатов скрытокристаллического строения с матовым блеском, редко имеющих белый цвет. Чаще всего агрегаты окрашены в жёлтый, серый и различные оттенки бурого и красного цвета за счёт пигментации гидроксидами железа.

Тальк встречается в незначительном количестве (1 %), является продуктом замещения магнийсодержащих минералов. Представлен мелкочешуйчатыми агрегатами белого или

бледно-зелёного цвета, часто окрашенными гидроксидами железа в жёлтый, бурый и красноватый цвета. Блеск минерала перламутровый.

Слюда диагностирована рентгенографическим анализом в минеральных фракциях хлорита и минералов группы монтмориллонита, представлена вермикулитом.

Среди акцессорных минералов особого внимания заслуживают минералы марганца и хромшпинелид, в составе которых отмечаются повышенные содержания никеля и кобальта.

Минералы марганца неравномерно распределены в руде, встречаются большей частью в интенсивно обохренных серпентинитах, реже – в серпентинитах остальных разновидностей. Минералы марганца в руде постоянно отмечаются в тонких сростаниях как друг с другом, так и с другими рудообразующими минералами, поэтому выделить минеральные фракции отдельных минералов не представляется возможным. В связи с этим из классифицированного материала были отобраны полиминеральные агрегаты существенно марганцевого состава, в которых рентгенографическим анализом были идентифицированы асболан, псиломелан, вернадит, пиролюзит, в небольшом количестве – кварц, магнетит, хромшпинелид и гидроксида железа.

Хромшпинелид относится к реликтовым минералам, распределён в руде неравномерно. Встречается в изменённых и обохренных серпентинитах в виде интенсивно корродированных зёрен неправильной, реже – идиоморфной формы размером от сотых долей миллиметра до 3 мм. В шлифах наблюдается замещение хромшпинелида магнетитом. Зёрна хромшпинелидов обрастают каймой и замещаются по трещинам мартитизированным магнетитом. При интенсивном замещении хромшпинелид встречается внутри агрегатов мартитизированного магнетита в виде реликтов.

Минералы-концентраторы никеля и кобальта

Минералами-концентраторами никеля и кобальта являются минералы марганца (асболан, псиломелан), железа (магнетит, гётит),

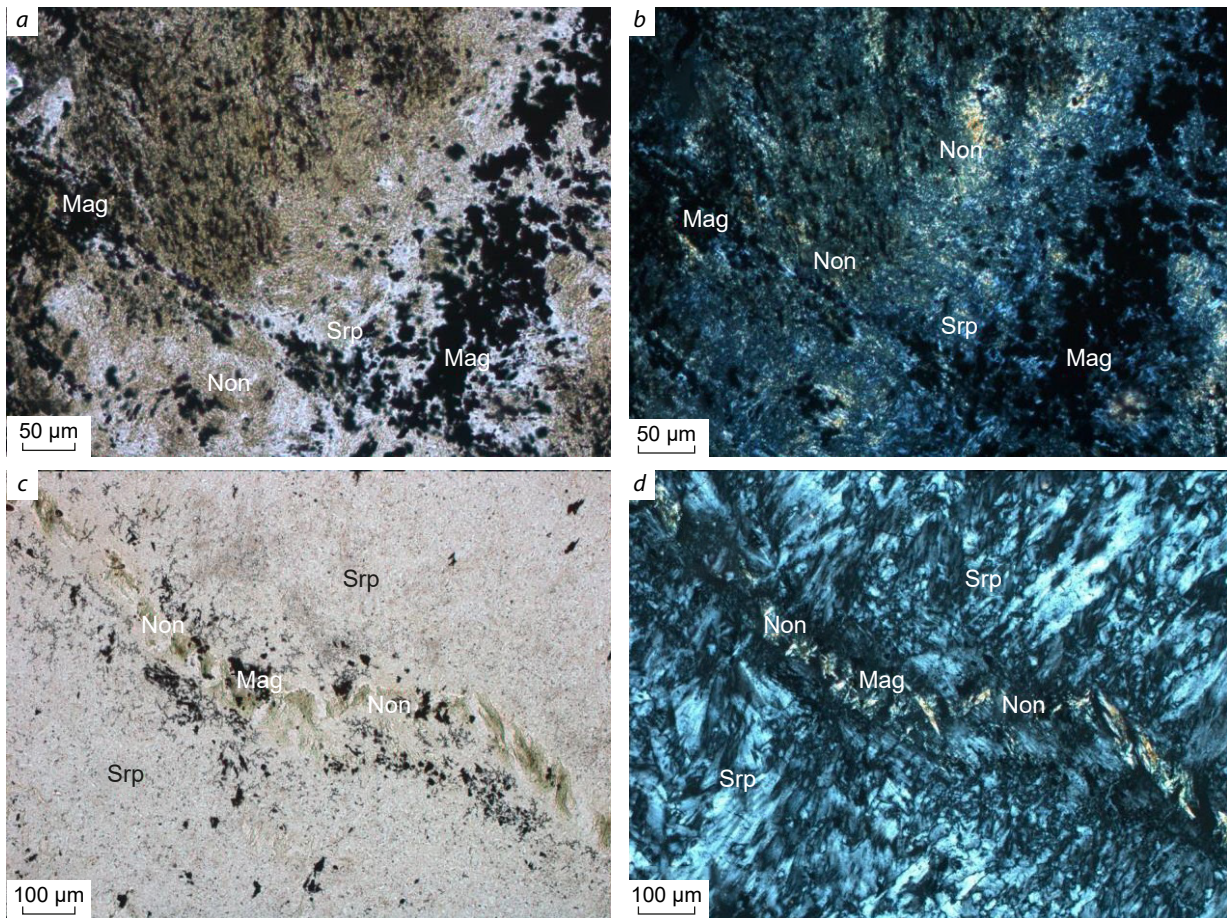


Рис. 4. Нонтронитизация серпентина:

a – нонтронит развивается по внутренним зонам серпентиновых петель, николи параллельны; *b* – то же, николи скрещены; *c* – выделения нонтронита по трещине в серпентине, николи параллельны; *d* – то же, николи скрещены; Non – нонтронит, Srp – серпентин, Mag – магнетит

Fig. 4. Nontronitization of serpentine:

a – nontronite develops along the internal zones of serpentine loops, nicols are parallel; *b* – the same, nicols are crossed; *c* – nontronite segregations along a crack in serpentine, nicols are parallel; *d* – the same, nicols are crossed; Non – nontronite, Srp – serpentine, Mag – magnetite

хромшпинелид, нонтронит и клинохлор. Никель также присутствует в серпентине.

Содержание никеля в рудообразующих минералах приведено в таблице 3.

Как видно из таблицы, содержание никеля в минералах изменяется в значительных пределах. Максимальные содержания металла установлены в асболане (до 15,38 %), однако количество его в руде незначительное – менее 1 %.

Минералом с высоким содержанием никеля (до 4,12 %) является хлорит, присутствующий в руде в небольшом количестве – 5 %.

Среди минералов группы монтмориллонита, составляющих в сумме 13 %, высокое содержание никеля (до 2,24 %) установлено в нонтроните. Минералы железа отличаются повышенными содержаниями никеля. Так, содержание металла в гётите достигает 2,05 %,



Табл. 3. Содержания никеля в рудообразующих минералах

Table 3. Nickel contents in ore-forming minerals

Минерал	Содержание никеля в минерале, %	Среднее содержание никеля в минерале, %	Кол-во минерала в руде, %
Асболан	0,71–15,38	9,14	< 1
Хлорит	1,12–4,12	2,59	5
Гётит	1,56–2,05	1,86	7**
Нонтронит	0,80–2,24	1,58	13*
Магнетит	0,62–1,16	0,83	20
Серпентин	0,00–1,71	0,59	27
Гидрогётит	0,48–0,57	0,54	7**
Хромшпинелид	0,00–0,69	0,28	< 1
Монтмориллонит	0,13–0,31	0,23	13*
Сапонит	0,04–0,26	0,18	13*
Тальк	0,05–0,33	0,18	1

Примечание: * – суммарное количество минералов группы монтмориллонита, ** – суммарное количество гётита и гидрогётита.

в магнетите – 1,16 %, в гидрогётите – 0,57 %. Суммарное количество гётита и гидрогётита составляет 7 %, магнетита – 20 %.

В главном рудообразующем минерале серпентине (27 %) содержание никеля напрямую зависит от степени нонтронитизации: в слабо изменённом серпентине оно незначительное (0,18 %), в сильно изменённом достигает 1,71 %.

Хромшпинелид содержит до 0,69 % никеля, но его доля в руде составляет менее 1 %.

Таким образом, главными минералами-концентра́тами никеля в руде являются магнетит, серпентин и нонтронит. С магнетитом связано порядка 21 % никеля, с серпентином и нонтронитом – по 20 %. В меньшем количестве никель содержится в хлорите (16 %) и гидроксидах железа (10 %); 13 % никеля распределены между асболаном, хромшпинелидом и другими минералами (монтмориллонитом, сапонитом, тальком).

По сравнению с никелем кобальт встречается в меньшем числе минералов и со значительно более низким содержанием (табл. 4).

Минералами-концентра́торами кобальта являются асболан, минералы железа (гётит, магнетит, гидрогётит) и хромшпинелид. Со-

держание кобальта в минералах также варьирует в широком диапазоне. Максимальные содержания металла установлены в асболане (до 12,74 %). В меньшем количестве кобальт присутствует в гётите (до 1,41 %), магнетите (до 0,94 %), хромшпинелиде (до 0,72 %) и гидрогётите (до 0,48 %). В оставшихся минералах содержание кобальта незначительное.

Главным минералом-концентра́тором кобальта в руде является магнетит: с ним связано порядка 52 % металла. В меньшем количестве кобальт содержится в асболане (до 18 %), гётите и гидрогётите (около 15 %), оставшиеся 15 % металла распределены между остальными минералами.

Типизация месторождений латеритного никеля

Согласно классификации по типу профиля коры выветривания, предложенной рядом исследователей [7, 16], месторождения латеритного никеля делятся на три группы: силикатные, глинистые и железистые (рис. 5).

Большая часть месторождений латеритного никеля относится к *железистому типу*. В составе кор выветривания железистого типа

Табл. 4. Содержания кобальта в рудообразующих минералах

Table 4. Cobalt contents in ore-forming minerals

Минерал	Содержание кобальта в минерале, %	Среднее содержание кобальта в минерале, %	Кол-во минерала в руде, %
Асболан	0,35–12,74	4,79	< 1
Гётит	0,45–1,41	0,76	7**
Магнетит	0,38–0,94	0,68	20
Хромшпинелид	0,10–0,72	0,41	< 1
Гидрогётит	0,24–0,48	0,38	7**
Сапонит	0,06–0,22	0,15	13*
Нонтронит	0,00–0,30	0,12	13*
Хлорит	0,00–0,31	0,11	5
Серпентин	0,00–0,26	0,06	27
Монтмориллонит	0,00–0,15	0,05	13*
Тальк	0,00–0,08	0,02	1

Примечания: * – суммарное количество минералов группы монтмориллонита, ** – суммарное количество гётита и гидрогётита.

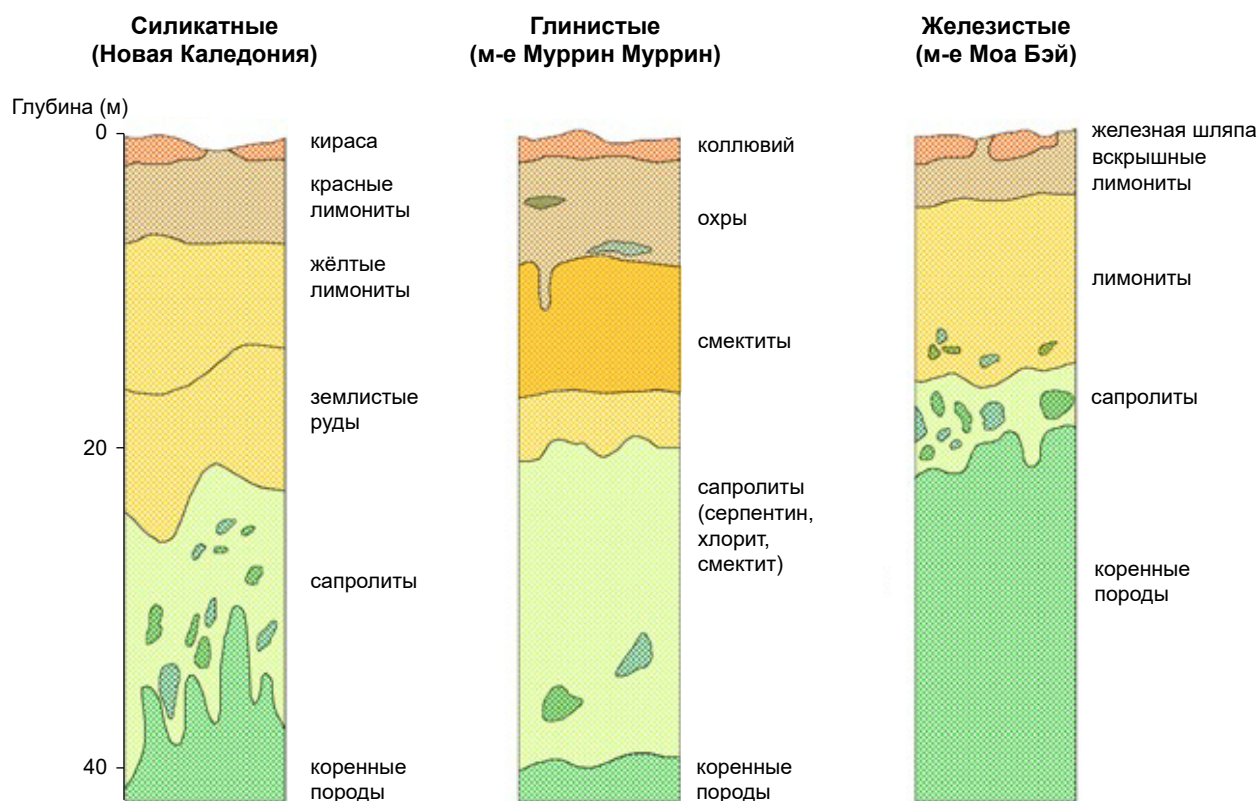


Рис. 5. Типы кор выветривания месторождений латеритного никеля [8]

Fig. 5. Weathering crust types of lateritic nickel deposits [8]



преобладают оксиды и гидроксиды железа, которые являются финальной стадией разложения ультрамафитов в результате гидролиза в условиях жаркого и влажного климата. Переходный горизонт магнезиальных руд (сапролитов) на железистых месторождениях имеет малую мощность в пределах первых метров. На месторождениях железистого типа никель связан преимущественно с гётитом, гематитом и лимонитом. К месторождениям железистого типа относятся месторождения Моа Бэй на Кубе и Горо в Новой Каледонии.

Месторождения *глинистого типа* формируются в условиях более холодного и сухого климата, при которых кремний из ультрамафитов не выщелачивается полностью, а вместе с железом и алюминием формирует гидрослюдистую зону, представленную минералами группы смектита. Гидрослюдистая зона на таких месторождениях перекрыта мало мощной зоной оксидов железа, а снизу подстилается выветренными серпентинитами и сапролитами. Также глинистый профиль выветривания образуется в условиях, где движение грунтовых вод ограничено, например на обширных низменностях рельефа. Никель на месторождениях гидрослюдистого типа связан в основном с минералами группы монтмориллонита, в первую очередь нонтронита. К месторождениям глинистого типа относится ряд месторождений Австралии: Муррин Муррин, Булонг, Мальборо.

Коры выветривания *силикатного типа* формируются в условиях продолжительного тектонического поднятия, при котором уровень грунтовых вод находится в нижних частях разреза. При выветривании ультрамафитов в таком случае образуется мощный горизонт магнезиальных руд (сапролитов), перекрытый маломощным горизонтом железистых руд. Основная часть никеля связана с зоной сапролитов, представленной серпентинитом, гидрослюдами и гарниеритом. К месторождениям силикатного типа относятся месторождения Новой Каледонии (Соровако, Кониамбо), Доминиканской Республики (Фалькондо) и Колумбии (Серро Матосо) [7].

Сравнение с вещественным составом зарубежных и российских никеленосных кор выветривания

Зарубежные месторождения никеленосных кор выветривания широко распространены в странах экваториального и субтропического пояса, где климатические условия благоприятствуют интенсивному развитию процессов корообразования. Основные запасы никелевых руд в корях выветривания сконцентрированы в Новой Каледонии, Индонезии, Филиппинах, Австралии, Бразилии и Кубе.

Ниже приведена сравнительная таблица химического состава никелевых руд в корях выветривания на различных месторождениях. В работах некоторых исследователей (Де-Кинг, Кёниг и др.) по причине конфиденциальности сведений не представлено конкретное месторождение, но указан регион его нахождения. В таблице также указаны различные типы профилей никеленосных кор выветривания: О – окисленные, С – силикатные, Г – глинистые (табл. 5).

По содержаниям основного полезного компонента руды Буруктальского месторождения можно охарактеризовать как бедные: среднее содержание никеля в них в полтора – два раза ниже по сравнению с зарубежными месторождениями никеленосных кор выветривания. На месторождениях силикатной группы содержание никеля выше 1,25 %, наибольшие концентрации (более 2 %) характерны для глинистого профиля выветривания. Содержание никеля 0,86 % на Буруктальском месторождении является самым низким среди рассматриваемых объектов.

Средние содержания кобальта на различных месторождениях никеленосных кор различаются в пределах от 0,01 % до 0,2 %. Содержание Со в рудах Буруктальского месторождения – 0,09 % – аналогично группе месторождений окисленного типа (0,08–0,1 %).

Содержание кремнезёма в рудах Буруктальского месторождения (40,7 %) одно из самых высоких. По количеству SiO₂ буруктальские руды аналогичны рудам некоторых силикатных (Тагаунг Таунг – 43,9 %) и глини-

Табл. 5. Химический состав руд месторождений латеритного никеля, по [3, 4, 6, 8–10, 12, 14, 15, 17]

Table 5. Chemical composition of ores lateritic nickel deposit (based on [3, 4, 6, 8–10, 12, 14, 15, 17])

Месторождение	Тип	Содержание, %							
		Ni	Co	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO
Буруктальское	С	0,86	0,09	40,7	32,3	9,8	4,8	1,4	0,4
Горо, Новая Каледония [15]	О	2,35	0,10	15	55,5	6,2	3	4,1	1,1
Индонезия [17]	О	0,97	0,10	12,5	57,3	4,6	6,5	2,9	0,8
Соровако, Индонезия [9]	О	2,67	0,19	25,4	45,8	6,8	3,5	2,34	0,97
Новая Каледония [10]	О	1,6	0,08	31,3	54,3	3,7	-	-	-
Серовское [3]	С	1,41	0,01	43,5	9,9	14,3	1,7	-	-
Тагаунг Таунг, Мьянма [6]	С	2,7	0,045	43,9	19,2	17,7	3,2	-	0,2
Помалаа, Индонезия [4]	С	1,89	-	33,2	35,3	14,6	2,8	1,2	0,4
Зимбабве [14]	С	1,25	0,017	39,7	10	32,4	0,07	0,3	0,01
Муррин Муррин, Австралия [8]	Г	2	-	49	20	3,2	6,2	1,9	-
Булонг, Австралия [12]	Г	2,42	0,16	18,5	35,1	5,5	4,7	1,2	0,65

стых (Муррин Муррин – 49 %) никеленосных кор выветривания.

По содержанию Fe₂O₃ (32 %) Буруктальское месторождение можно исключить из группы месторождений окисленного типа, для которых характерно присутствие оксида железа в количестве более 50 %. Руды с близкими содержаниями оксида железа есть и в группе силикатных (Помалаа – 35,3 %), и в группе глинистых (Булонг – 35,1 %) месторождений.

По содержанию оксида магния в количестве 9,8 % Буруктальское месторождение относится к силикатному типу, для которого характерно присутствие магния от 7 до 35 %. Содержание магния значительно ниже в рудах окисленного профиля (от 3 до 6 %) и рудах глинистого типа (от 3 до 5 %).

Важно отметить, что количество магния в рудах является одним из критериев для выбора технологии переработки никеленосных кор выветривания. Наиболее широко в настоящее время распространена технология сернокислотного выщелачивания под высоким давлением (HPAL – High Pressure Acid Leach). При выщелачивании в раствор вместе с ценным никелем переходит и магний, который значительно повышает расход серной кислоты и делает технологию неэффективной при содержании магния более 3 % [12].

Таким образом, по химическому составу, а именно по соотношению содержаний оксидов железа, магния и кремнезёма, руды Буруктальского месторождения могут быть отнесены к силикатным.

В таблице 6 представлен минеральный состав руд различных месторождений никеленосных кор выветривания.

Минеральный состав латеритных никелевых руд закономерно меняется в зависимости от типа профиля выветривания. Для месторождений железистого профиля (Индонезия, Новая Каледония) характерно высокое содержание оксидов и гидроксидов железа, слагающих зону охр: гётита и гематита (от 46 до 80 %). На месторождениях силикатного типа (Помалаа, Серовское) в составе преобладают силикаты: от 60 до 65 % серпентинита и от 19 % оливина.

Отличительная особенность месторождений глинистого профиля – присутствие нонtronита в количестве от 13 до 55 %.

Магнетит не характерен для никеленосных кор выветривания, однако в рудах Буруктальского месторождения концентрация этого минерала достигает 20 %. Магнетитовая минерализация и магнетитовые месторождения довольно типичны для зональных, а также расслоенных массивов, но не характерны



Табл. 6. Минеральный состав руд месторождений латеритного никеля, по [3, 4, 10, 12–14, 17]

Table 6. Mineral composition of ores of lateritic nickel deposit (based on [3, 4, 10, 12–14, 17])

Месторождение	Тип	Содержание минерала, %									
		Gth	Hem	Mag	Non	Ol	Srp	Chr	Qz	Chl	Tlc
Буруктадьское	С/Г	7	5	20	13	-	27	-	17	5	
Индонезия [17]	О	77	3	-	-	13	-	3	0,9	-	
Новая Каледония [10]	О	46	1	-	-	7	17	-	18	-	
Серовское [3]	С	5	-	-	-	-	65	-	15	-	10
Помала, Индонезия [4]	С	13	-	-	-	-	60	-	10	22	
Зимбабве [14]	С	3	-	-	-	19	64	6	1	-	
Австралия [13]	Г	27	3	-	19	9	-	-	36	-	
Булонг, Австралия [12]	Г	26	-	9	55	-	-	7	3	3	

Примечание. Gth – гётит, Hem – гематит, Mag – магнетит, Non – нонтронит, Ol – оливин, Srp – серпентинит, Chr – хромит, Qz – кварц, Chl – хлорит, Tlc – тальк.

для ультрамафитов офиолитовой формации, к которой принадлежит Буруктадьский массив. Серпентинизация оливинов в гарцбургитах, дунитах и верлитах приводит к освобождению из их структуры изоморфного железа и элементов-примесей, которые фиксируются в тонкозернистом магнетите [2].

Таким образом, по вещественному составу руды Буруктадьского месторождения занимают промежуточное положение между силикатным и глинистым типом. Невысокое содержание оксидов и гидроксидов железа (12 %) при большем количестве серпентина (27 %) соответствует силикатному типу коры. В то же время присутствие нонтронита в количестве 13 % характерно для глинистого профиля никеленосных кор.

Подобные особенности связаны со строением сравниваемых кор выветривания, условиями их развития и временем образования. Кора выветривания Буруктадьского месторождения более древняя: её развитие происходило в периоды мезозоя (триасовый и юрский периоды) и раннего кайнозоя (палеоген). На протяжении длительной истории геологического развития верхняя часть коры была денудирована, что привело к уменьшению мощности горизонта охр, но сохранению нижнего горизонта магниевых силикатных руд. В результате в Буруктадьских рудах меньше ко-

личество оксидов и гидроксидов железа, но большее количество руд в зоне сапролитов.

Район Буруктадьского месторождения в морфологическом плане представляет собой приподнятый пенеплен, что способствовало более глубокому проникновению грунтовых вод в коренные породы. Это привело к формированию мощного горизонта сапролитов, перекрытого горизонтом нонтронитов. Вышеуказанные факторы способствовали развитию коры выветривания смешанного типа.

Типизация профиля никеленосной коры выветривания – один из важнейших факторов для определения технологии обогащения. На месторождениях окисленного типа обычно применяется широко распространенная технология НРАЛ (Индонезия, Новая Каледония). На некоторых месторождениях глинистого типа, например Муррин Муррин в Австралии, также применяется технология серноокислотного выщелачивания. Разработка другого австралийского месторождения глинистого типа – Булонг – оказалась экономически неэффективной из-за высокого расхода серной кислоты, обусловленного присутствием в рудах магния в количестве более 3 % [11], и была приостановлена, а горнодобывающее предприятие законсервировано [5].

В рудах силикатного типа содержание магния обычно значительно превышает 3 %, что

делает использование технологии HPAL неэффективной. Вместо этого на силикатных никеленосных корях обычно применяются пирометаллургические технологии с выплавкой ферроникеля (Соровако, Помалаа в Индонезии).

Смешанный тип профиля Буруктальского месторождения и невысокое содержание никеля усложняет выбор технологии переработки руд. До момента приостановки разработки Буруктальского месторождения в 2012 году использовалась технология сульфидной шахтной плавки. Среди недостатков применяемой ранее технологии можно выделить большое количество переделов, значительные выбросы серы в атмосферу и высокие энергетические затраты. Главный товарный продукт шахтной плавки – ферроникель. Для получения ферроникеля необходимо присутствие железа в рудах. На Буруктальском месторождении верхние горизонты, содержащие более высокие концентрации железа, в основном уже отработаны, что ограничивает использование плавки с получением ферроникеля. Серноокислотное выщелачивание HPAL на Буруктальском месторождении также не может быть использовано по причине высокого содержания оксида магния в рудах – 9,8 %.

Из-за невысоких содержаний никеля в рудах и смешанного типа профиля для Буруктальского месторождения сложно подобрать действующее предприятие-аналог: на разрабатываемых месторождениях содержания никеля выше в два раза. Среди потенциально перспективных технологий для переработки буруктальских руд можно выделить электроплавку, плавку в печах барботажного типа и выщелачивание.

Заключение

Руды Буруктальского месторождения сложены минералами группы серпентина (27 %), магнетитом (20 %), кварцем (17 %) и минералами группы монтмориллонита (13 %). Минералами-концентраторами никеля и кобальта являются серпентинит, магнетит, нонтронит, гётит, гематит, хлорит и асболан.

По результатам проведённых исследований вещественного состава руд тип профиля

коры выветривания Буруктальского месторождения определён как смешанный глинисто-силикатный в соответствии с международной классификацией [7]. Невысокое содержание оксидов и гидроксидов железа (12 %) при большом количестве серпентина (27 %) соответствует силикатному типу коры. В то же время присутствие гидрослюд (в первую очередь нонтронита) в количестве 13 % характерно для глинистого профиля никеленосных кор.

По содержанию главного полезного компонента – никеля (0,86 %) – Буруктальское месторождение является самым бедным среди всех рассматриваемых месторождений никеленосных кор выветривания. По содержанию кобальта (0,09 %) руды Буруктальского месторождения являются рядовыми по сравнению с прочими объектами, в которых количество этого металла варьирует от 0,01 до 0,2 %.

Низкое содержание никеля и наличие на Буруктальском месторождении особенностей коры выветривания с чертами как глинистого, так и силикатного профиля предопределяет сложность выбора процессов обогащения.

Анализ химического состава показал, что основными компонентами руд месторождения являются оксиды кремния (40,7 %), железа (22,6 %) и магния (9,8 %). Высокое содержание магния в рудах делает неэффективной технологию серноокислотного выщелачивания под высоким давлением (HPAL), наиболее широко используемую в последние годы на месторождениях латеритного никеля, что говорит о необходимости поиска новых технологий для переработки руд Буруктальского месторождения. Среди потенциально перспективных технологий для переработки бедных силикатных никелевых руд Буруктальского месторождения можно выделить пирометаллургические: электроплавку и плавку в печах барботажного типа (печь Ванюкова), а также гидрOMETаллургические: кучное и агитационное выщелачивание.

Одно из ключевых отличий руд Буруктальского месторождения от других никеленосных кор выветривания – это высокое содержание магнетита (20 %), присутствие которого не характерно для месторождений латеритного никеля. На Буруктальском месторождении магнетит образовался при серпентинизации ультра-



трамафитов, сопровождающейся выносом железа из оливина.

Буруктальское месторождение связано с древними мезозойскими корами, и его генезис полигенный, за счёт дополнительного обога-

щения никелем при метасоматической переработке ультрамафитов интрузиями среднего и основного состава, что также могло привести к нетипичному минеральному составу для никеленосных кор выветривания.

Список литературы

1. Борисов А. А., Богуславский М. А. Факторы формирования Буруктальского месторождения силикатного никеля // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2025. – № 1. – С. 41–46.
2. Рыжкова С. О., Таловина И. В., Лазаренков В. Г., Воронцова Н. И., Уголков В. Л. Никеленосные оксиды железа Буруктальского месторождения, Южный Урал // Записки Горного института. – 2009. – Т. 183. – С. 101–111.
3. Чувашов П. Ю., Халезов Б. Д., Ватолин Н. А. Поисковые исследования перколяционного выщелачивания окисленных никелевых руд Серовского месторождения // Горный информационно-аналитический бюллетень Уральского отделения РАН. – 2011. – № 12. – С. 193–190.
4. Abidin F., Harjanto S., Kawigraha A., Permatsari N. V. Characterization on particle size distribution of reduced lateritic nickel ore using biomass carbon reduction. – DOI: 10.1088/1757-899X/602/1/012080 // IOP Conference Series: Materials Science and Engineering. – 2019. – V. 602. – P. 1–8.
5. Bulong Nickel Mine // Wikipedia. – URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Bulong_Nickel_Mine.
6. Chen Y., Zhao H., Wang C. Two-stage reduction for the preparation of ferronickel alloy from nickel laterite ore with low Co and high MgO contents // International Journal of Minerals, Metallurgy and Materials. – 2017. – V. 24, № 5. – P. 512–522.
7. Elias M. Nickel laterite deposits – geological overview, resources and exploitation / Giant Ore Deposits: Characteristics, genesis and exploration, eds. David R. Cooke and June Pongratz. – Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 2002. – P. 205–220.
8. Gaudin A., Grauby O., Noack Y., Decarreau A., Petit S. Accurate crystal chemistry of ferric smectites from the lateritic nickel ore of Murrin Murrin (Western Australia). I. XRD and multi-scale chemical approaches // Clay Minerals. – 2004. – V. 39. – P. 301–315.
9. Husain I., Nur I., Irfan U. Recommendation for lateritic Ni-ore processing: garnierite mineralogical and geochemical approach. – DOI: 10.1088/1755-1315/921/1/012029 // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – 2021. – V. 921. – P. 1–9.
10. König U. Nickel Laterites – Mineralogical Monitoring for Grade Definition and Process Optimization // Minerals. – 2021. – 1 (11): 1178. – P. 1–16.
11. Marshall D., Buarzaiga M. Effect of magnesium content on sulphuric acid consumption during high pressure acid leaching of laterite ores / International Laterite Nickel Symposium. – 2004. – P. 307–316.
12. Mcdonald R., Li J. The High Temperature Co-Processing of Nickel Sulfide and Nickel Laterite Sources. – DOI: 10.3390/min10040351 // Minerals. – 2020. – 10 (4): 351 – P. 1–21.
13. Nosrati A., Skinner W., Addai-Mensah J., Robinson D. J., Farrow J. Microstructure analysis of mineral ore agglomerates for enhanced processability / CSIRO Minerals Down Under National Research Flagship Australian Minerals Research Centre, Australia, 2011.
14. Wang W., Hu S., Wang S., Liu H., Yu D., Liu L., Wang H., Wang K. Preparation of Nickel–Iron Concentrate from Low-Grade Laterite Nickel Ore by Solid-State Metalized Reduction and Magnetic Separation. – DOI: 10.3390/min10040351 // Minerals. – 2024. – 14 (9): 926. – P. 1–14.
15. Wells M. A., Ramanaidou E. R., Md Zakaria Quadir, Roberts M., Bourdet J., Verrall M. Morphology, composition and dissolution of chromite in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia: Insight into ophiolite and laterite genesis. – DOI: 10.1016/j.oregeorev.2022.104752 // Ore Geology Reviews. – 2022. – V. 143. – P. 1–23.

16. Zappala L., Mcdonald R., Pownceby M. I. Nickel Laterite Beneficiation and Potential for Upgrading Using High Temperature Methods: A Review. – DOI: 10.1080/08827508.2023.2265533 // Mineral Processing and Extractive Metallurgy Review. – 2023. – 45 (7). – P. 767–789.
17. Zhu D., Cui Y., Sarath H., Vining K., Pan J. Mineralogy and crystal chemistry of a low grade nickel laterite ore. – DOI: 10.1016/S1003-6326(11)61264-8 // Transactions of Nonferrous Metals Society of China. – 2012. – 22 (4). – P. 907–916.

References

- Borisov A. A., Boguslavskii M. A. Faktory formirovaniya Buruktal'skogo mestorozhdeniya silikatnogo nikelya [Factors of formation of the Buruktal nickel silicate deposit], *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 4. Geologiya* [Bulletin of Moscow University. Series 4. Geology], 2025, No 1, pp. 41–46. (In Russ.)
- Ryzhkova S. O., Talovina I. V., Lazarenkov V. G., Vorontsova N. I., Ugolkov V. L. Nikelenosnye oksidy zheleza Buruktal'skogo mestorozhdeniya, Yuzhnyi Ural [Nickel-bearing iron oxides of the Buruktal deposit, Southern Urals], *Zapiski Gornogo instituta* [Journal of Mining Institute], 2009, V. 183, pp. 101–111. (In Russ.)
- Chuvashov P. Yu., Khalezov B. D., Vatolin N. A. Poiskovye issledovaniya perkolyatsionnogo vyshchelachivaniya oksilennykh nikelovykh rud Serovskogo mestorozhdeniya [Exploration studies of percolation leaching of oxidized nickel ores of the Serovskoye deposit], *Gornyi informatsionno-analiticheskii byulleten' Ural'skogo otdeleniya RAN* [Mining information and analytical bulletin of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences], 2011, No 12, pp. 193–190. (In Russ.)
- Abidin F., Harjanto S., Kawigraha A., Permatasari N. V. Characterization on particle size distribution of reduced lateritic nickel ore using biomass carbon reduction, *IOP Conference Series: Materials Science and Engineering*, 2019, V. 602, pp. 1–8. DOI: 10.1088/1757-899X/602/1/012080.
- Bulong Nickel Mine. In: Wikipedia, https://en.wikipedia.org/wiki/Bulong_Nickel_Mine.
- Chen Y., Zhao H., Wang C. Two-stage reduction for the preparation of ferronickel alloy from nickel laterite ore with low Co and high MgO contents, *International Journal of Minerals, Metallurgy and Materials*, 2017, V. 24, No 5, pp. 512–522.
- Elias M. Nickel laterite deposits – geological overview, resources and exploitation. In: Giant Ore Deposits: Characteristics, genesis and exploration, eds. David R. Cooke and June Pongratz, Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 2002, pp. 205–220.
- Gaudin A., Grauby O., Noack Y., Decarreau A., Petit S. Accurate crystal chemistry of ferric smectites from the lateritic nickel ore of Murrin Murrin (Western Australia). I. XRD and multi-scale chemical approaches, *Clay Minerals*, 2004, V. 39, pp. 301–315.
- Husain I., Nur I., Irfan U. Recommendation for lateritic Ni-ore processing: garnierite mineralogical and geochemical approach, *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2021, V. 921, pp. 1–9. DOI: 10.1088/1755-1315/921/1/012029.
- König U. Nickel Laterites – Mineralogical Monitoring for Grade Definition and Process Optimization, *Minerals*, 2021, 1 (11) : 1178, pp. 1–16.
- Marshall D., Buarzaiga M. Effect of magnesium content on sulphuric acid consumption during high pressure acid leaching of laterite ores. In: International Laterite Nickel Symposium, 2004, pp. 307–316.
- Mcdonald R., Li J. The High Temperature Co-Processing of Nickel Sulfide and Nickel Laterite Sources, *Minerals*, 2020, 10 (4) : 351, pp. 1–21. DOI: 10.3390/min10040351.
- Nosrati A., Skinner W., Addai-Mensah J., Robinson D. J., Farrow J. Microstructure analysis of mineral ore agglomerates for enhanced processability, CSIRO Minerals Down Under National Research Flagship Australian Minerals Research Centre, Australia, 2011.
- Wang W., Hu S., Wang S., Liu H., Yu D., Liu L., Wang H., Wang K. Preparation of Nickel–Iron Concentrate from Low-Grade Laterite Nickel Ore by Solid-State Metalized Reduction and Magnetic Separation, *Minerals*, 2024, 14 (9) : 926, pp. 1–14. DOI: 10.3390/min10040351.
- Wells M. A., Ramanaidou E. R., Md Zakaria Quadir, Roberts M., Bourdet J., Verrall M. Morpholo-



- gy, composition and dissolution of chromite in the Goro lateritic nickel deposit, New Caledonia: Insight into ophiolite and laterite genesis, *Ore Geology Reviews*, 2022, V. 143, pp. 1–23. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2022.104752.
16. Zappala L., McDonald R., Pownceby M. I. Nickel Laterite Beneficiation and Potential for Upgrading Using High Temperature Methods: A Review, *Mineral Processing and Extractive Metallurgy Review*, 2023, 45 (7), pp. 767–789. DOI: 10.1080/08827508.2023.2265533.
17. Zhu D., Cui Y., Sarath H., Vining K., Pan J. Mineralogy and crystal chemistry of a low grade nickel laterite ore, *Transactions of Nonferrous Metals Society of China*, 2012, 22 (4), pp. 907–916. DOI: 10.1016/S1003-6326(11)61264-8.

Борисов Александр Александрович (sa-bo@bk.ru)
аспирант ¹

Сычёва Надежда Александровна
кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник ²

Богуславский Михаил Александрович
кандидат геолого-минералогических наук, доцент ¹

Вильданов Дамир Ильдарович
старший преподаватель ¹

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

² Всероссийский институт минерального сырья имени Н. М. Федоровского, г. Москва, Россия

Моделирование и оптимизация гидроаэродинамического режима в зоне транспортирования – вторичной концентрации в колонных флотационных машинах

Метелёв А. А.¹, Видуецкий М. Г.¹, Гарифулин И. Ф.¹, Пургин А. П.¹, Морозов В. В.²

¹ Уралмеханобр, г. Екатеринбург, Россия; ² МИСИС, г. Москва, Россия

Аннотация. На основании моделирования аэрогидродинамического режима в области транспортирования и вторичной концентрации пенного продукта выбран подход к оптимизации конструктивных параметров колонных пневматических флотационных машин. Для удаления зёрен нерудных минералов, механически вынесенных в пенный слой, предложено достичь удаления избыточной межпузырьковой жидкости.

Визиометрическими исследованиями с использованием люминофоров выявлены закономерности процессов вторичной концентрации. Установлены зависимости массовой доли и извлечения меди в концентрат от плотности водно-минеральной фракции пенного продукта. Показано, что требуемая эффективность вторичной концентрации обеспечивается при высоте зоны транспортирования пены от 1,2 до 1,4 м.

Предложены конструкции аппаратов колонной флотации со средним расположением пенного жёлоба, обеспечивающим стабилизацию аэрогидродинамического режима и равноразгрузку пенного продукта.

Выбранные конструктивные параметры колонных пневматических флотационных машин апробированы и рекомендованы к использованию в новой серии колонных флотомашин КФМ.

Ключевые слова: колонная флотация, аэрофлокулы, вторичная концентрация, пена, синерезис, медная руда, минеральный состав, люминофоры, гидрофильные минералы.

Для цитирования: Метелёв А. А., Видуецкий М. Г., Гарифулин И. Ф., Пургин А. П., Морозов В. В. Моделирование и оптимизация гидроаэродинамического режима в зоне транспортирования – вторичной концентрации в колонных флотационных машинах. Руды и металлы. 2025. № 4. С. 88–100. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10014.

Modeling and optimization of the hydroaerodynamic regime in the transport – secondary concentration zone in column flotation machines

Metelev A. A.¹, Viduetsky M. G.¹, Garifulin I. F.¹, Purgin A. P.¹, Morozov V. V.²

¹ Scientific Research and Design Institute of Mineral Processing and Mechanical Processing "Uralmekhanobr", JSC, Ekaterinburg, Russia; ² National University of Science and Technology MISIS, Moscow, Russia

Abstract. Based on the results of modeling of aero-hydrodynamic regime in the area of transportation and secondary concentration of the foam product of copper ore flotation, approaches to optimizing the design parameters of column pneumatic flotation machines have been selected. To remove grains of non-metallic minerals mechanically deposited in the foam layer, it is proposed to achieve maximum "discharge" of excess inter-bubble fluid.

Visiometric studies using mineral luminophores have established patterns of secondary concentration processes. The dependences of the mass fraction and extraction of copper into concentrate on the density of the water-mineral fraction of the foam product were determined. The calculation results show that the required duration of the secondary concentration process is provided when the height of the foam transportation zone is from 1.2 to 1.4 m.

Designs of column flotation devices with an average foam chute arrangement which ensure stabilization of the aero-hydrodynamic regime and equal-speed unloading of the foam product are proposed.

The selected design parameters of column pneumatic flotation machines have been tested and recommended for use in a new series of devices of the KFM series.

Keywords: column flotation, air floccules, secondary concentration, foam, syneresis, copper ore, mineral composition, luminophores, hydrophilic minerals.

For citation: Metelev A. A., Viduetsky M. G., Garifulin I. F., Purgin A. P., Morozov V. V. Modeling and optimization of the hydroaerodynamic regime in the transport – secondary concentration zone in column flotation machines. Ores and metals. 2025. No. 4. pp. 88–100. DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10014.

Введение

Минералогическими исследованиями определены причины снижения качества медного флотационного концентрата, заключающиеся в механическом захвате тонких классов породных минералов. Предложен подход к решению задачи повышения качества концентрата за счёт оптимизации гидроаэродинамического режима процесса флотации.

Комбинированные пневматические флотомашины колонного типа предназначены для обогащения широкого спектра руд и техногенного сырья, в том числе труднообогатимых руд цветных металлов [1, 12]. В Российской Федерации разработкой такого оборудования наиболее интенсивно занимаются в институте «Уралмеханобр», где созданы эффективные конструкции аппаратов в первую очередь для флотационного обогащения медных и медноцинковых руд [2, 4]. Однако дальнейшее развитие флотационной техники вполне актуально и для других рудообогатительных технологий и предприятий [5].

Флотационные пневматические машины серии КФМ конструктивно сочетают высокоскоростной и традиционный колонный флотационные аппараты. Рабочая зона флотационной машины включает два уровня аэрирования [3, 8]. В верхней части рабочей зоны корпуса флотомашин размещены аэрирующие устройства (эжекторы 1-го уровня аэрации), обеспечивающие подачу в рабочую зону подготовленной к флотации пульповоздушной смеси, в которой формируются аэрофлокулы гидрофобных минералов (рис. 1). В процессе работы флотомашин КФМ в верхней части рабочей зоны реализуются принципы пенной сепарации и флотогравитации [10]. Нижняя часть рабочей зоны флотомашин, куда поступают нефлотированные крупные фракции, работает по принципу противоточной колонной флотации.

Современная концепция эволюции флотационных машин КФМ предусматривает оптимизацию геометрических пропорций рабочих камер, в т. ч. выбор высоты и формы зоны транспортирования и вторичной концентрации и других конструктивных параметров в

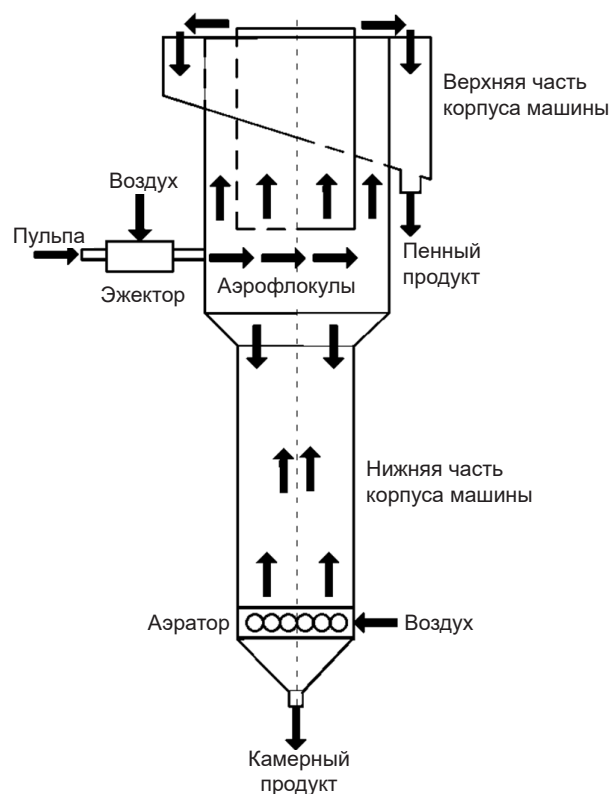


Рис. 1. Принципиальная схема флотационной пневматической машины серии КФМ

Fig. 1. Schematic diagram of the KFM series pneumatic flotation machine

зависимости от характеристик перерабатываемого сырья [10].

Для оптимизации размеров и пропорций рабочей камеры флотационных аппаратов необходимо принять во внимание особенности процесса вторичной концентрации в зоне транспортирования пены. Образующиеся в процессе флотации аэрофлокулы в противоточной колонной флотомашине проходят путь от зоны образования и минерализации до места разгрузки в пенный продукт. Они подвергаются существенной реструктуризации из-за утончения гидратной прослойки, которое, в свою очередь, приводит к схлопыванию и укрупнению воздушных пузырьков, составляющих структурную основу аэрофлокул [7, 11]. Чем больше высота камеры машины, тем вы-

ше вероятность протекания процессов разрушения аэрофлокул до того, как они попадают в жёлоб разгрузки пенного продукта.

Другое направление оптимизации геометрических пропорций рабочих камер колонных флотомашин основано на принципе стабилизации времени пребывания аэрофлокул в зоне транспортирования и вторичной концентрации путём сближения траекторий прохождения аэрофлокул от места образования до места разгрузки в пенный продукт. Оптимизация и стабилизация времени пребывания аэрофлокул в зоне транспортирования и вторичной концентрации позволяет максимально повысить качество концентрата без снижения пропускной способности флотомашин по сжато му воздуху и, соответственно, её производительности, минимизировав при этом разрушение аэрофлокул и осыпание сфлотированных зёрен флотируемых минералов [17].

Методология и методики исследований

Общепринятым методом анализа причин снижения показателей процесса флотации является анализ минерального состава получаемых продуктов разделения: концентратов и хвостов. Для исследований использовалась проба медных руд текущей добычи Северо-Западного участка Волковского месторождения. Исходная проба подготавливалась путём дробления до крупности 3 мм, перемешивания и квартования. Перед процессом флотации проба измельчалась до необходимой крупности (от 50 до 75 % по классу -74 мкм) в шаровой мельнице. Флотация исходной руды производилась на навесках массой 300 г в машине колонного типа.

Для проведения элементного и минералогического анализа от исходной руды и продуктов флотации отбирались пробы. Исследования проводили на электронном сканирующем микроскопе EVO MA15 и рентгеновском дифрактометре порошковых материалов XRD-7000S в аналитической лаборатории АО «Уралмеханобр».

Важным параметром гидроаэродинамического режима формирования и деструкции аэрофлокул является обводнённость межпузырь-

кового пространства, определяемая исходной плотностью пульпы и скоростью «стекания» межпузырьковой жидкости [9]. Задачей настоящей работы являлось теоретическое рассмотрение и экспериментальное исследование влияния изменения обводнённости межпузырькового пространства на устойчивость аэрофлокул, интенсивность протекания процессов вторичной концентрации в пенном продукте и, в конечном итоге, технологические показатели процесса колонной флотации.

Разрушение пены происходит по трём механизмам: а) вытекание жидкости из пены (синерезис), обуславливающее утончение плёнок без изменения объёма пены; б) укрупнение больших ячеек пены и исчезновение маленьких из-за диффузии газа через плёнки; в) разрыв плёнок, приводящий к укрупнению ячеек и далее к разрушению пены [19]. Преобладание одного или другого механизма зависит от многих факторов, но во всех случаях уменьшение устойчивости пены обуславливается снижением толщины гидратного слоя вокруг воздушных пузырьков в аэрофлокулах. Поэтому для решения конечной задачи – определения оптимальной высоты зоны вторичной концентрации – была выбрана гипотеза, связывающая устойчивость пены и содержание гидрофильных минеральных компонентов в пене с массовой долей воды в межпузырьковом пространстве.

Согласно выбранному подходу, для удаления зёрен нерудных минералов, механически вынесенных в пенный слой с межпузырьковой жидкостью, необходимо достичь максимального «сброса» избыточной воды из пены. Однако при этом нельзя удалять воду, находящуюся в гидратной оболочке воздушных пузырьков и определяющую устойчивость аэрофлокул в пенном слое.

Скорость истечения водной фазы из слоя пены при синерезисе описывается уравнением 1 [6]:

$$\Delta V_L = V_{L,0} \left(1 - \exp \left(- \frac{k\tau^n}{n} \right) \right), \quad (1)$$

где ΔV_L – объём жидкости, вытекающей из пены к моменту времени τ ; $V_{L,0}$ – начальный

объём жидкости в пене (параметры ΔV_L , $V_{L,0}$ отнесены к площади поперечного сечения); k и n – коэффициенты.

Уравнение 1 было преобразовано с целью определения важного параметра процесса синерезиса флотационной пены – доли воды в гидратной оболочке пузырьков воздуха, определяемой как асимптота зависимости обводнения пены от времени [3]:

$$V_{L,\tau} = V_{L,0} + V_{L,r} - V_{L,0} \left(1 - \exp\left(-\frac{k\tau^n}{n}\right)\right), \quad (2)$$

где $V_{L,0}$ – начальный объём жидкости в пене; $V_{L,\tau}$ – объём жидкости в момент времени τ ; $V_{L,r}$ – содержание гидратационной жидкости в пене (после завершения синерезиса); k и n – коэффициенты.

Уравнение 2 по сути является кинетическим уравнением, описывающим модель с детерминированными связями, однако в силу сложности процесса носящую существенно стохастический характер. Следует учитывать тот факт, что при протекании процесса синерезиса для произвольной ячейки в пенном слое имеет место поступление в неё водно-минеральной фазы из расположенных выше ячеек пены. Поэтому применение выбранной модели требует её корректировки по результатам кинетических исследований.

Исследование процесса синерезиса флотационной пены проводилось в пеногенерирующей установке, выполненной в виде стеклянного цилиндра с перегородкой из пористого стекла в нижней части. Динамика изменения структуры пенного слоя и распределения флотуруемых и нефлотуруемых минеральных фракций исследовалась с применением оптического метода [15–17]. Съёмку аэрофлокул в объёме пены проводили с использованием наружной видеокамеры.

При проведении исследований была применена усовершенствованная методика, позволяющая визуализировать присутствие, направление и траектории движения минеральных зёрен в трёхфазной системе «твёрдое – жидкое – газ». При визиометрическом анализе для определения изменения структуры пенного слоя и движения минеральных

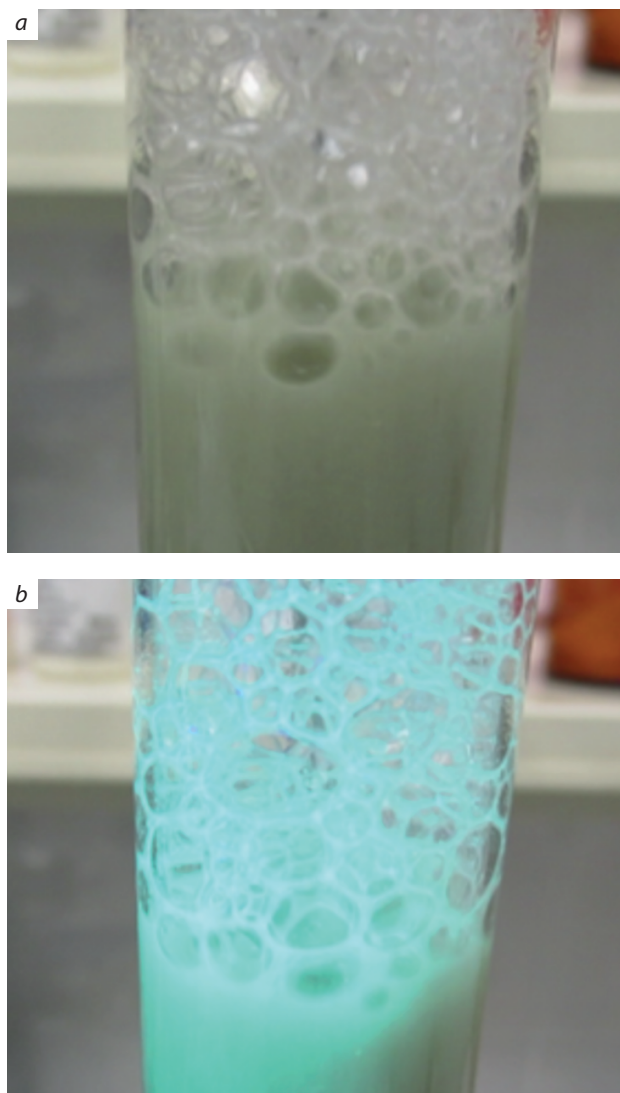


Рис. 2. Граница раздела фаз «пульпа – пена» в пеногенерирующей установке при применении в качестве индикаторного минерала люминофора Э-515-115: *a* – в обычном освещении; *b* – в ультрафиолетовом освещении

Fig. 2. Pulp-foam interface in a foam-generating unit with the use of the E-515-115 luminophore as an indicator mineral:

a – under normal lighting; *b* – under ultraviolet lighting

зёрен использовали загрузки люминофоров – имитаторов флотуруемых и нефлотуруемых минералов. Как видно из рис. 2, применение люминофоров и их освещения в ультрафиолетовом диапазоне делает возможной фиксацию минеральной фазы во флотационной пене.

В качестве имитатора флотлируемых и нефлотлируемых минералов использовались люминофоры Э-515-115, ФЛ-110 и ФЛ-530, представляющие собой сульфиды цинка и кадмия, активированные ионами меди [14]. Для перевода минеральных люминофоров во флотлируемую форму применяли их обработку в растворе медного купороса с концентрацией 63 мг/л и последующую гидрофобизацию в растворе бутилового ксантогената с концентрацией 100 мг/л. Люминофор ФК-110 характерен излучением (люминесценцией) с длиной волны 465 нм (синее свечение), люминофор Э-515-115 – 515 нм (сине-зелёное свечение), люминофор ФЛ-530, представляющий собой ортосиликат цинка, – с длиной волны 530 нм (зелёное свечение) [14]. При исследовании применяли фракции люминофоров крупностью от 25 до 55 мкм.

Исследование влияния времени отстаивания пены на её технологические характеристики проводили с использованием пеногенерирующей установки на пробе медной руды. Исходную навеску измельчённой руды в виде пульпы загружали в установку и включали продувку воздухом. После стабилизации уровня пены подачу воздуха отключали, и пену отстаивали в течение заданного времени. Затем выгружали верхний слой пены заданной толщины, переносили в чашку и взвешивали. Выгрузку пены проводили погруженным в неё на заданную глубину всасывающим приспособлением. После удаления влаги высушиванием чашку с сухой фракцией пены повторно взвешивали. По разности массы исходной и высушенной пробы рассчитывали массу удалённой воды. По разности с собственной массой чашки рассчитывали массу твёрдого в пробе. По исходному объёму пробы пены и объёму водно-минеральной фазы рассчитывали кратность пены. По массе водной и твёрдой фазы рассчитывали плотность извлечённой из пены водно-минеральной фазы.

Отобранная твёрдая фаза после доизмельчения анализировалась на содержание меди. Расчётным путём по значениям веса твёрдой фазы в пробе и содержаниям меди рассчитывалось частное извлечение.

Обсуждение полученных результатов

Анализ причин снижения качества медного концентрата. Задачей предварительных исследований было определение причин снижения качества медного концентрата. Методика исследований предполагала определение элементного и минерального состава отдельных классов крупности флотационного концентрата. По данным минералогического анализа, в отобранной пробе руды текущей добычи Северо-Западного участка Волковского месторождения преобладает рудная минерализация, представленная титаномагнетитом (30,5 %) пироксеном (21,5 %), плагиоклазом (18,1 %), апатитом (11,9 %), кальцитом (6,4 %), хлоритом (4,6 %), сульфидами меди (2,1 %), амфиболами (1,2 %), эпидотом (0,8 %) и другими минералами. Сульфиды меди представлены борнитом (около 66 %) и халькопиритом (35 %).

Минеральный состав хвостов флотации не отличается от исходной руды за исключением уменьшения массовой доли сульфидных минералов меди до 0,22 %. Минеральный состав концентрата характеризуется повышенной массовой долей сульфидов меди и, соответственно, сниженной долей породных минералов (табл. 1).

Установленной особенностью минерального состава выделенных классов крупности медного концентрата является увеличение массовых долей породных минералов в классе крупности -10 мкм. Полученный результат минералогических исследований определяет извлечение тонких классов породных минералов в медный концентрат как причину снижения его качества.

Вынос тонких классов породных минералов в концентрат происходит вследствие механического захвата водной фазы пульпы воздушными пузырьками. Поэтому задачей дальнейших теоретических рассуждений и экспериментальных исследований было определение параметров процесса флотации и конструкции пневматических флотационных машин, обеспечивающих минимальный вынос в концентрат тонких классов породных минералов.



Табл. 1. Минеральный состав флотационного концентрата по классам крупности

Table 1. Mineral composition of the flotation concentrate by size classes

Продукт	Класс крупности, мкм				Среднее по концентрату
	-10 мкм	-25 +10 мкм	-44 +25 мкм	+44 мкм	
Выход класса, %	20,2	26,5	20,1	33,2	100
Содержание меди, %	10,6	21,2	22,1	20,1	18,5
	Массовая доля минералов, %				
Сульфиды меди	21,2	42,5	44,3	40,2	38,59
Титаномагнетит	21,1	13,1	12,9	13,5	14,81
Пироксен	16,3	11,5	11	11,4	12,34
Плагиоклаз	15,3	10,8	10,6	11,3	11,83
Апатит	10,3	7,5	7,2	7,6	8,04
Кальцит	5,2	4,3	4,1	4,6	4,54
Хлорит	2,7	3,1	3,1	3,5	3,15
Амфиболы	1,5	1,0	0,9	1,1	1,11
Эпидот	0,8	0,5	0,5	0,7	0,63
Другие	5,6	4,7	4,4	5,1	4,95
Итого	100	100	100	100	100,00

Исследования кинетики изменения аэрогидродинамических параметров пены. Изменение структуры пены при её отстаивании наглядно иллюстрируется данными визиометрического анализа. Результаты наблюдений показали, что с течением времени протекают процессы утончения гидратной оболочки, укрупнения пузырьков и выноса гидрофильных минералов из аэрофлокул вместе с избыточной водной фазой (рис. 3).

Результаты измерений показывают, что зёрна гидрофильных минералов устойчиво удерживаются в каналах Гиббса – Плато и реже – на горизонтальных участках межфазных границ (рис. 3). Гидрофобные минералы закрепляются как в каналах Гиббса – Плато, так и на участках межпузырькового пространства. Такие результаты хорошо соответствуют положениям о стабилизирующем действии гидрофобных минералов на устойчивость аэрофлокул [13, 18]. Результаты визиометрического анализа также показывают эффект удаления гидрофильных минералов из флокул вместе со стекающей по каналам Гиббса – Плато межпузырьковой жидкостью (рис. 4).

Таким образом, результаты визиометрического анализа позволяют заключить, что основной движущей силой удаления гидро-

фильных минералов из пенного слоя является стекание водной фазы из межпузырькового пространства аэрофлокул.

Для получения математической модели (зависимости по формуле 2) был применён итерационный механизм, предполагающий определение таких значений коэффициентов k и n регрессионного уравнения 2, при которых минимизируется остаточная дисперсия зависимости объёмной доли влаги от продолжительности выдерживания пены.

По данным обработки экспериментального массива, полученного при исследовании процесса синерезиса флотационной пены, были установлены зависимости влагосодержания от продолжительности отстаивания пены, сформированной при пневматической флотации пульпы, которая образована измельчённой медной рудой различной крупности (рис. 5).

Важным параметром, установленным в результате эксперимента, является время стекания межпузырьковой гидратационной водной фазы (до 5 % влаги), составившее в зависимости от крупности флотируемого материала от 1,75 до 2 минут (табл. 2).

Анализ результата эксперимента позволил также определить долю воды, сохраняющуюся в гидратной оболочке пузырьков воздуха

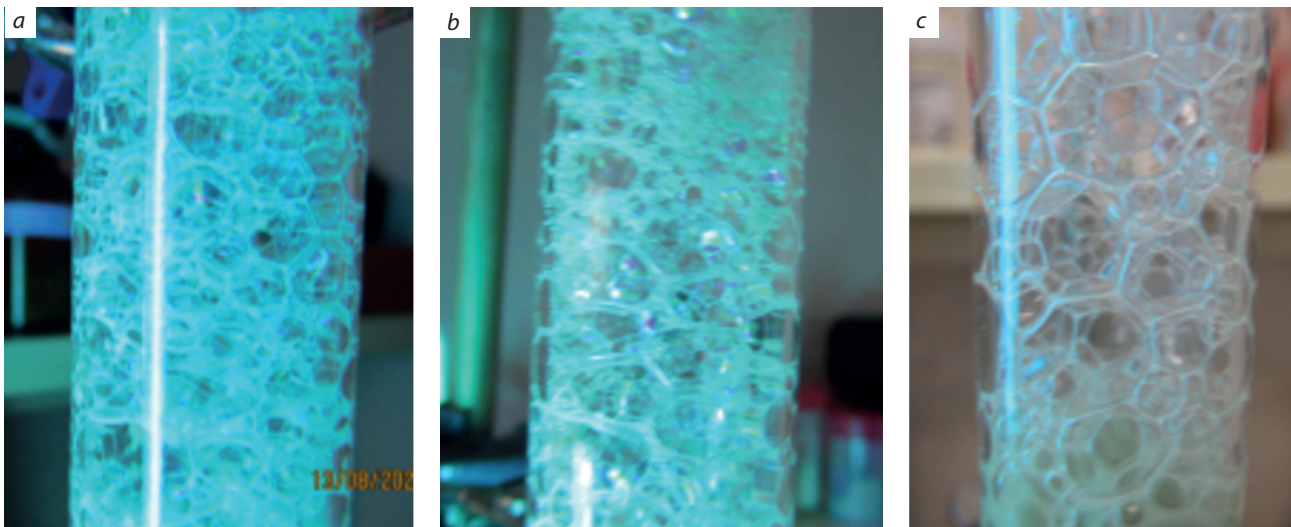


Рис. 3. Пенный продукт с индикаторным минеральным люминофором Э-515-115 после отстаивания в течение: *a* – 30 секунд; *b* – 2 минуты; *c* – 5 минут

Fig. 3. Froth product with indicator mineral luminophore E-515-115 after settling during: *a* – 30 seconds; *b* – 2 minutes; *c* – 5 minutes

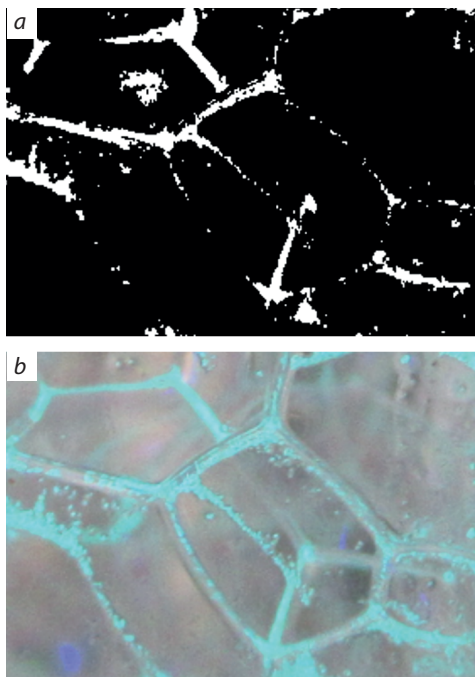


Рис. 4. Люминесцирующие зёрна гидрофильных минералов в каналах Гиббса – Плато: *a* – фото в ультрафиолетовом освещении; *b* – результаты визиометрического анализа

Fig. 4. Luminescent grains of hydrophilic minerals in Gibbs-Plato channels:

a – photo under ultraviolet light; *b* – results of visio-metric analysis

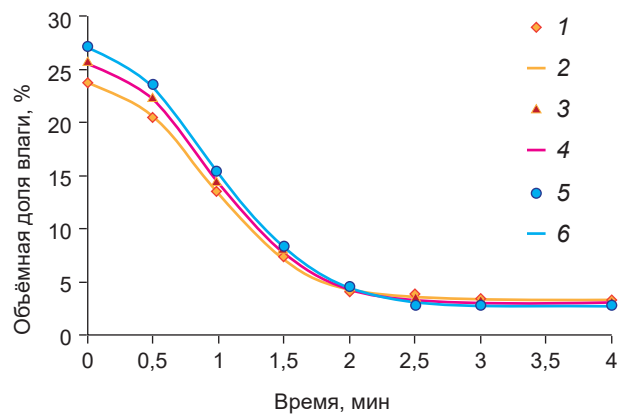


Рис. 5. Зависимости объёмной доли влаги в пене от времени отстаивания при флотации медной руды классов крупности:

1, 2 – 51,5 % кл. -74 мкм; 3, 4 – 66,5 % кл. -74 мкм; 5, 6 – 74,9 % кл. -74 мкм; 1, 3, 5 – измеренные значения; 2, 4, 6 – аппроксимирующие зависимости по уравнению 2

Fig. 5. Dependences of the volume fraction of moisture in the froth on the settling time during flotation of copper ore of the following size classes:

1, 2 – 51.5% of class -74 μm ; 3, 4 – 66.5% of class -74 μm ; 5, 6 – 74.9% of class -74 μm ; 1, 3, 5 – measured values; 2, 4, 6 – approximating dependences according to Equation 2



Табл. 2. Параметры синерезиса пены при флотации медной руды различной степени измельчения

Table 2. Froth syneresis parameters during flotation of copper ore of varying degrees of grinding

№	Крупность твёрдой фазы, % кл. -74 мкм	Конечное содержание гидратационной водной фазы в пене, %	Время стекания межпузырьковой водной фазы, мин.
1	51,5	3,3	1,75
2	66,5	3,0	1,93
3	74,9	2,7	2,05

в пене: в зависимости от крупности флотуемого материала она составила от 2,8 до 3,3 % (см. табл. 2).

Результаты анализа содержания меди в водной фазе показали, что во временном диапазоне 1–4 мин. протекает процесс повышения массовой доли (вторичной концентрации) флотуемых минералов в пенном продукте, основным механизмом которого является удаление из него нефлотуемых минералов (рис. 6).

Результаты измерений также показали существенное возрастание плотности извлечённой водно-минеральной фракции, свидетельствующее об удалении водной фазы, и возрастание массовой доли меди в твёрдой фазе пенного продукта, свидетельствующее об удалении с избыточной водной фазой гидрофильных зёрен нефлотуемых минералов (рис. 6). Анализ полученных результатов показал, что после 2–2,5 минут отстаивания пены процесс вторичного концентрирования заканчивается и в дальнейшем происходит вынос из пенного слоя обогащённой медными минералами фракции, что приводит к существенному снижению извлечения меди (рис. 6).

По результатам исследований процесса вторичной минерализации был сделан вывод, что оптимальная продолжительность пребывания флотационной пены в зоне транспортирования должна быть близкой к времени стекания свободной межпузырьковой водной фазы, составляющему от 1,75 до 2 минут.

Скорость подъёма пены ($v_{\text{п}}$, м/мин.) в зоне транспортирования флотационной маши-

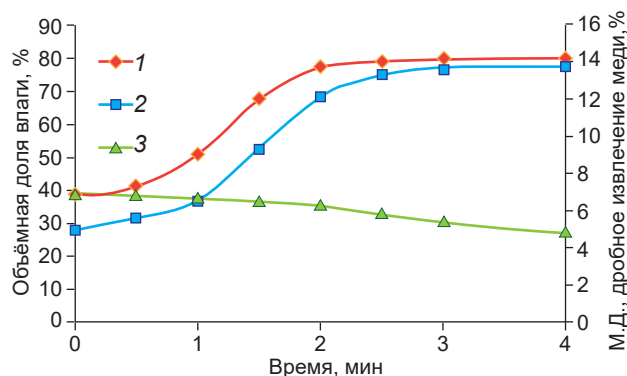


Рис. 6. Зависимости показателей от времени отстаивания пены, полученной при флотации медной руды:

1 – плотность водно-минеральной фракции пенного продукта; 2 – массовая доля (М. Д.) меди в твёрдом; 3 – дробное извлечение меди с пенным продуктом

Fig. 6. Dependence of the parameters on the settling time of the foam obtained during copper ore flotation:

1 – density of the water-mineral fraction of the foam product; 2 – mass fraction (M.F.) of copper in the solid; 3 – fractional copper recovery with the foam product

ны можно рассчитать как сумму скоростей подъёма воздушной ($v_{\text{возд}}$), водной ($v_{\text{вод}}$) и твёрдой ($v_{\text{тв}}$) фазы или как сумму отношения расхода воздуха ($Q_{\text{возд}}$), воды ($Q_{\text{вод}}$) и твёрдого ($Q_{\text{тв}}$) к сечению флотомшины в зоне транспортирования ($S_{\text{тр}}$):

$$v_{\text{п}} = v_{\text{возд}} + v_{\text{вод}} + v_{\text{тв}} = (Q_{\text{возд}} + Q_{\text{вод}} + Q_{\text{тв}}) / S_{\text{тр}} = (Q_{\text{возд}} + (Q_{\text{вод}} \times (1 + R) / \rho_{\text{тв}}) / S_{\text{тр}},$$

где R – весовое отношение твёрдого к жидкому; $\rho_{\text{тв}}$ – плотность твёрдого, кг/м³.

Исходя из удельной производительности по пенному продукту на единицу площади рабочей зоны (площади пенообразования) 2,1 т/ч на 1 м², отношения «жидкое – твёрдое» 1,5 (40 % твёрдого), расчётная скорость подъёма пены в нижней части зоны транспортирования флотационной машины составила 0,67 м/мин. В верхней части зоны транспортирования вследствие оттока водной фазы скорость транспортирования снижается и составляет 0,65 м/мин.

Отнесение средней скорости подъёма пены (0,66 м/мин.) к оптимальной продолжительности транспортирования пены (1,75–2 мин.) даёт расчётное значение пути пены в зоне тран-

спортирования 1,2–1,4 м. Данное значение определяет рекомендуемую высоту зоны транспортирования – вторичной концентрации пены во флотомашине КФМ.

Результаты расчётов показали, что высота зоны транспортирования пенного продукта во флотомашине КФМ-1400, составляющая около 2,5 м, является чрезмерной. Поэтому в модернизированной машине КФМ-1400ВМГ высота зоны транспортирования пенного продукта была уменьшена до 1,5 м.

Оптимизация конструкции зоны разгрузки пенного продукта. Оптимизация режима транспортирования и разгрузки пенного продукта в колонных флотомашинах может достигаться путём стабилизации продолжительности движения пенного слоя к разгрузочному порогу [10]. Для достижения поставленной задачи были проведены исследования в направлении выбора наиболее рационального расположения желобов разгрузки пенного продукта колонных флотационных аппаратов.

В качестве альтернативы аппаратам с периферийным (внешним) расположением пенного жёлоба были разработаны и испытаны аппараты со средним расположением пенного жёлоба. Сравнительный анализ траекторий движения пены (рис. 7) показывает возможность сокращения продолжительности движения пены из зоны перечистой флотации [4].

Среднее расположение пенного жёлоба в машине между зонами основной и контрольной флотации обеспечивает следующие преимущества:

- в 1,4 раза увеличивается длина разгрузочного порога и снижается перепад пены в зоне разгрузки;
- исключается сталкивание пенных продуктов камер основной флотации и дофлотации на поверхности пульпы с разрушением части аэрофлокул;
- в 1,5 раза уменьшается максимально возможная длина пути прохождения аэрофлокул от места всплывания до места разгрузки в пенный жёлоб.

Для сохранения сечения и пропускной способности флотационной машины в области транспортирования и вторичной концентрации

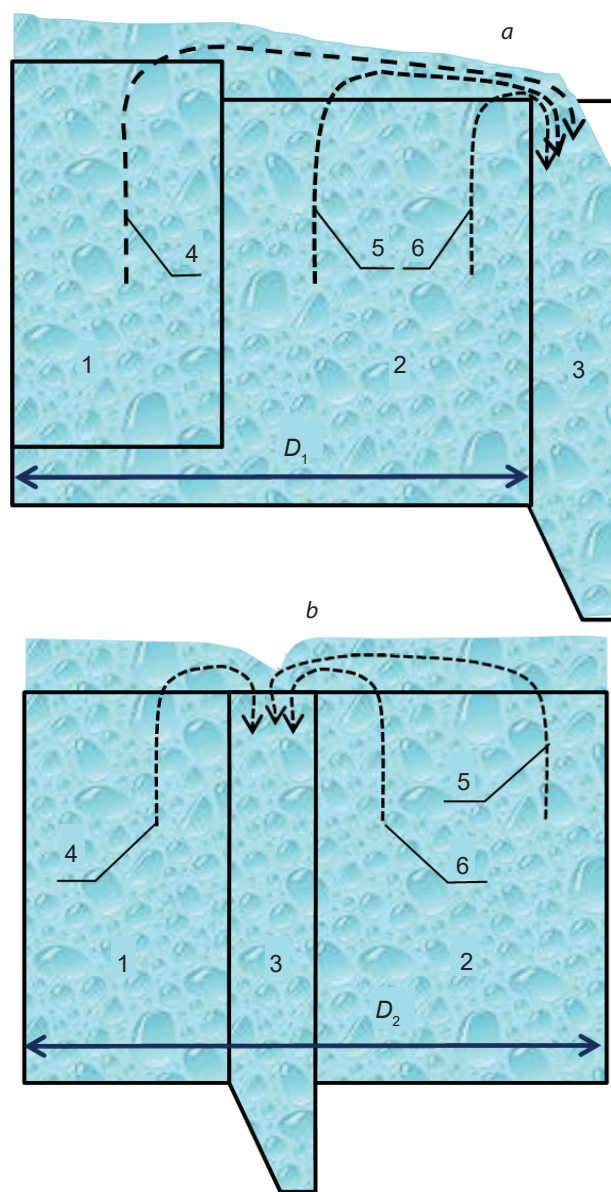


Рис. 7. Схема движения пенных потоков в зоне разгрузки с периферийным (а) и средним (б) расположением кольцевого жёлоба:

1 – зона контрольной флотации; 2 – зона основной флотации; 3 – пенный жёлоб; 4–6 – траектории движения пены: 4 – из зоны перечистой флотации; 5, 6 – из зоны основной флотации (центральной и периферийной части)

Fig. 7. Froth flow diagram in the discharge zone with (a) peripheral and (b) central annular trough locations:

1 – scavenger flotation zone; 2 – rougher flotation zone; 3 – froth trough; 4–6 – froth flow trajectories: 4 – from the cleaning flotation zone; 5, 6 – from the rougher flotation zone (central and peripheral parts)



пенного продукта было предусмотрено пропорциональное увеличение диаметра корпуса машины (см. рис. 7; $D_2 = 1,3 D_1$). При этом в 1,7 раза увеличивается сечение машины в области разгрузки пенного продукта и создаются возможности для пропорционального увеличения расхода воздуха и производительности.

Дальнейшим шагом было бы применение двух- и трёхжелобных машин по образцу зарубежных аналогов [7]. Однако наряду с преимуществами такая конструкция имеет и недостатки:

- возрастает площадь контакта пенного потока со стенками и усиливается эффект разрушения и укрупнения аэрофлокул;
- возникает неравномерность в скоростях воздушных потоков вследствие неодинакового пристеночного торможения;
- уменьшается рабочее сечение машины в зоне разгрузки и скорость движения пены в зоне транспортирования, вследствие чего необходимо увеличивать её высоту.

По результатам сравнения технологических показателей машин с различной конструкцией зоны разгрузки пенного продукта для машин объёмом до 30 м³ при флотации вкрапленных медных и медно-цинковых руд было рекомендовано среднее расположение одного кругового пенного жёлоба в зоне разгрузки и увеличение диаметра флотомашины. Выбранная конструкция зоны транспортирования, вторичной концентрации и разгрузки повышает производительность машины по пенному продукту без снижения показателей по извлечению ценного компонента и качеству получаемого концентрата.

Сделанные рекомендации по уменьшению высоты зоны транспортирования – вторичной концентрации и размещению разгрузочного жёлоба пенного продукта в средней части машины были реализованы при выборе конструкции усовершенствованной флотационной машины серии КФМ.

Как видно из данных, приведённых в таблице 3, модернизированная флотомашина КФМ-1400 ВМГ за счёт уменьшения высоты и увеличения сечения зоны вторичной концентрации, а также увеличения длины разгрузочного

Табл. 3. Сравнение конструктивных параметров и производительности флотационной машины КФМ-1400 до и после модернизации

Table 3. Comparison of the design parameters and performance of the KFM-1400 flotation machine before and after modernization

Показатели	Модели флотомашин	
	КФМ-1400	КФМ-1400ВМГ
Объём камеры, м ³	19,0	15,1
Высота машины, м	10,0	6,0
Длина разгрузочного порога, м	6,9	9,4
Площадь пенообразования, м ²	3,8	7,1
Максимальный расход сжатого воздуха, м ³ /ч	180	250
Удельная производительность по пенному продукту, т/ч на м ³	0,371	0,985

порога позволяет увеличить удельную производительность в 2,6 раза.

Выводы

Исследованиями минерального состава отдельных классов крупности медного концентрата определены причины снижения его качества, заключающиеся в извлечении тонких классов породных минералов. Обоснован подход к решению задачи повышения качества медного концентрата, предполагающий определение параметров процесса флотации и конструкции пневматических флотационных машин, обеспечивающих минимальный вынос в концентрат тонких классов породных минералов.

Проведёнными визиометрическими исследованиями с применением минеральных гидрофобных и гидрофильных люминофоров – имитаторов флотируемой и нефлотируемой минеральной фазы показано, что при транспортировании пены происходит снижение толщины гидратных оболочек между воздушными пузырьками аэрофлокул и укрупнение пузырьков. Показано, что гидрофильные минераль-

ные частички преимущественно концентрируются в каналах Гиббса – Плато и удаляются из аэрофлокула со стекающей водной фазой.

Исследованиями на рудном материале показано, что наиболее важным параметром аэрогидродинамического режима флотации в зоне транспортирования – вторичной концентрации является время стекания свободной межпузырьковой водной фазы, составившее в зависимости от крупности флотируемого материала от 1,75 до 2 минут. При большей продолжительности отстаивания пены процесс вторичного концентрирования заканчивается, и в дальнейшем происходит вынос из пенного слоя обогащённой медью фракции, что приводит к существенному снижению извлечения.

Исходя из удельной производительности по пенному продукту на единицу площади рабочей зоны 2,1 т/ч на 1 м², отношения «жидкое – твёрдое» 1,5 и степени аэрации в пене 80 %, расчётная скорость подъёма пены во

флотационной машине составила 0,66 м/мин. В соответствии со сделанными рекомендациями оптимальная высота зоны транспортирования пены – зоны вторичного концентрирования во флотомашине КФМ составляет от 1,2 до 1,4 м.

Для колонных флотационных машин объёмом до 30 м³ при флотации вкрапленных медных и медно-цинковых руд рекомендовано среднее расположение кругового пенного жёлоба в зоне разгрузки, что обеспечивает повышение производительности без снижения показателей по извлечению ценного компонента и качеству получаемого концентрата.

Модернизированная с учётом сделанных рекомендаций по высоте и конструкции зоны транспортирования, вторичной концентрации и разгрузки пенного продукта флотомашин КФМ-1400 ВМГ позволяет увеличить удельную производительность с единицы объёма камеры в 2,6 раза без снижения извлечения и качества получаемых концентратов.

Список литературы

1. Видуецкий М. Г., Гарифулин И. Ф., Мальцев В. А., Пургин А. П. Колонные пневматические флотационные машины. Эволюция. – Екатеринбург : Изд-во УрФУ, 2020. – 149 с.
2. Видуецкий М. Г., Мальцев В. А., Паньшин А. М., Йочев И. Ш. Особенности работы флотомашин серии КФМ в промышленных схемах обогащения медных, медно-цинковых и свинцово-цинковых руд // Цветные металлы. – 2017. – № 6. – С. 12–21.
3. Вилкова Н. Г. Свойства пен и методы их исследования. – Пенза : ПГУАС, 2013. – 120 с.
4. Информационно-аналитические материалы: Мировые достижения развития методов, техники и технологий переработки минерального сырья. Серия: Обогащение минерального сырья. – М. : Изд-во ВИМС, 2020. – 52 с.
5. Обзор рынка флотационных установок для переработки минерального сырья в России. – ООО «ИГ «Инфомайн», 2023. – 165 с.
6. Технология обогащения медных и медно-цинковых руд Урала / под общ. ред. В. А. Чантурия, И. В. Шадреновой. – М. : Наука, 2016. – 387 с.
7. Chanturia V. A., Morozov V. V., Dvoichenkova G. P., Chanturia E. L., Podkamenny Y. A. Modification of Diamond Spectrum Pattern Using Luminophore-Containing Agents with Zinc and Cadmium Chalcogenides // Journal of Mining Science. – 2022. – V. 58 (4). – P. 599–609.
8. Farrokhpay S., Filippov L., Fornasiero D. Flotation of fine particles: A review // Mineral Processing and Extractive Metallurgy Review. – 2021. – V. 42, № 7. – P. 473–483.
9. Femenias F., Maldonado M., Miranda N., Gutierrez L. Flotation Performance and Gas Dispersion Properties in a Laboratory Flotation Cell. – DOI : 10.3390/min12111351 // Minerals. – 2022. – V. 12 (11) : 1351.
10. Jameson G. J. New directions in flotation machine design // Minerals Engineering. – 2010. – № 23. – P. 835–841.
11. Martinez J., Maldonado M., Gutierrez L. A Method to Predict Water Recovery Rate in the Collection and Froth Zone of Flotation Systems. – DOI : 10.3390/min10070630 // Minerals. – 2020. – V. 10 (7) : 630.



12. *Nguyen A. V., Schulze H. G. (Eds.) Colloidal science of flotation.* – CRC Press, Taylor and Francis Group, 2004. – 850 p.
13. *Rubinstein J. B., Samigyn V. D. Effect of particle and bubble size on flotation kinetics / Frothing in Flotation.* – London : Gordon and Breach science publ., 1998. – V. 2, 3.
14. *Viduetsky M. G., Maltsev V. A., Purgin A. P., Garifulin I. F., Panshin A. M., Metelev A. A., Stepanenko A. I., Yochev I. Operating flotation cells of the KFM series in the head of full-scale copper, copper-zinc, lead-zinc ore concentration circuits / XXIX International Mineral Processing Congress – IMPC 2018, Moscow, Russia.* – P. 125.
15. *Wang D., Liu Q. Aggregating fine hydrophilic materials in froth flotation to improve separation efficiency through a homo-aggregation flotation process.* – DOI : 10.1016/j.cis.2024.103110 // *Advances in Colloid and Interface Science.* – 2024. – V. 325 : /103110.
16. *Wang D., Liu Q. Influence of aggregation/dispersion state of hydrophilic particles on their entrainment in fine mineral particle flotation.* – DOI : 10.1016/j.mineng.2021.106835 // *Minerals Engineering.* – 2021. – V. 166 : 106835.
17. *Yianatos J. B., Moys M. H., Contreras F., Villanueva A. Froth recovery of industrial flotation cells.* – DOI : 10.1016/j.mineng.2007.12.012 // *Minerals Engineering.* – 2008. – V. 21 (12). – P. 817–825.
18. *Zhang W. The Effects of Frothers and Particles on the Characteristics of Pulp and Froth Properties in Flotation – A Critical Review // Journal of Minerals and Materials Characterization and Engineering.* – 2016. – № 4. – P. 251–269.
19. *Zhang W., Finch J. A. Effect of solids on pulp and froth properties in flotation.* – DOI : 10.1007/s11771-014-2086-1 // *Journal of Central South University.* – 2014. – V. 21. – P. 1461–1469.

References

1. Viduetskii M. G., Garifulin I. F., Mal'tsev V. A., Purgin A. P. Kolonnye pnevmaticheskie flotatsionnye mashiny. Evolyutsiya [Column pneumatic flotation machines. Evolution], Ekaterinburg, Izdatel'stvo UrFU [Ural Federal University Publ.], 2020, 149 p.
2. Viduetskii M. G., Mal'tsev V. A., Pan'shin A. M., Iochev I. Shch. Osobennosti raboty flotomashin serii KFM v promyshlennykh skhemakh obogashcheniya mednykh, medno-tsinkovykh i svintsovo-tsinkovykh rud [Features of the operation of KFM series flotation machines in industrial beneficiation schemes for copper, copper-zinc, and lead-zinc ores], *Tsvetnye metally [Non-Ferrous Metals]*, 2017, No 6, pp. 12–21. (In Russ.).
3. Vilkova N. G. Svoistva pen i metody ikh issledovaniya [Properties of foams and methods for their study], Penza, PGUAS [Penza State University of Architecture and Construction], 2013, 120 p.
4. Informatsionno-analiticheskie materialy: Mirovye dostizheniya razvitiya metodov, tekhniki i tekhnologii pererabotki mineral'nogo syr'ya. Seriya: Obogashchenie mineral'nogo syr'ya [Information and analytical materials: Global achievements in the development of methods, equipment, and technologies for processing mineral raw materials. Series: Beneficiation of mineral raw materials], Moscow, Izdatel'stvo VIMS [All-Russian Scientific-Research Institution of Mineral Resources Publ.], 2020, 52 p.
5. Obzor rynka flotatsionnykh ustanovok dlya pererabotki mineral'nogo syr'ya v Rossii [Market review of flotation units for processing mineral raw materials in Russia], IG InfoMine LLC, 2023, 165 p.
6. Tekhnologiya obogashcheniya mednykh i medno-tsinkovykh rud Urala [Technology of beneficiation of copper and copper-zinc ores of the Urals], edited by V. A. Chanturia, I. V. Shadrunkova, Moscow, Nauka Publ., 2016, 387 p.
7. Chanturia V. A., Morozov V. V., Dvoichenkova G. P., Chanturia E. L., Podkamenny Y. A. Modification of Diamond Spectrum Pattern Using Luminophore-Containing Agents with Zinc and Cadmium Chalcogenides, *Journal of Mining Science*, 2022, V. 58 (4), pp. 599–609.
8. Farrokhpay S., Filippov L., Fornasiero D. Flotation of fine particles: A review, *Mineral Processing and Extractive Metallurgy Review*, 2021, V. 42, No 7, pp. 473–483.
9. Femenias F., Maldonado M., Miranda N., Gutierrez L. Flotation Performance and Gas Dispersion Properties in a Laboratory Flotation Cell, *Minerals*, 2022, V. 12 (11) : 1351. DOI: 10.3390/min12111351.
10. Jameson G. J. New directions in flotation machine design, *Minerals Engineering*, 2010, No 23, pp. 835–841.

11. Martinez J., Maldonado M., Gutierrez L. A Method to Predict Water Recovery Rate in the Collection and Froth Zone of Flotation Systems, *Minerals*, 2020, V. 10 (7) : 630. DOI: 10.3390/min10070630.
12. Nguyen A. V., Schulze H. G. (Eds.) Colloidal science of flotation, CRC Press, Taylor and Francis Group, 2004, 850 p.
13. Rubinstein J. B., Samigiyin V. D. Effect of particle and bubble size on flotation kinetics, Frothing in Flotation, London, Gordon and Breach science publ., 1998, V. 2, 3.
14. Viduetsky M. G., Maltsev V. A., Purgin A. P., Garifulin I. F., Panshin A. M., Metelev A. A., Stepanenko A. I., Yochev I. Operating flotation cells of the KFM series in the head of full-scale copper, copper-zinc, lead-zinc ore concentration circuits, XXIX International Mineral Processing Congress, Moscow, p. 125.
15. Wang D., Liu Q. Aggregating fine hydrophilic materials in froth flotation to improve separation efficiency through a homo-aggregation flotation process, *Advances in Colloid and Interface Science*, 2024, V. 325 : 103110. DOI: 10.1016/j.cis.2024.103110.
16. Wang D., Liu Q. Influence of aggregation/dispersion state of hydrophilic particles on their entrainment in fine mineral particle flotation, *Minerals Engineering*, 2021, V. 166: 106835. DOI: 10.1016/j.mineng.2021.106835.
17. Yianatos J. B., Moys M. H., Contreras F., Villanueva A. Froth recovery of industrial flotation cells, *Minerals Engineering*, 2008, V. 21 (12), pp. 817–825. DOI: 10.1016/j.mineng.2007.12.012
18. Zhang W. The Effects of Frothers and Particles on the Characteristics of Pulp and Froth Properties in Flotation – A Critical Review, *Journal of Minerals and Materials Characterization and Engineering*, 2016, No 4, pp. 251–269.
19. Zhang W., Finch J. A. Effect of solids on pulp and froth properties in flotation, *Journal of Central South University*, 2014, V. 21, pp. 1461–1469. DOI: 10.1007/s11771-014-2086-1.

Метелёв Алексей Анатольевич (metelev_aa@umbr.ru)
главный инженер ¹

Видуецкий Марк Григорьевич
консультант ¹

Гарифулин Игорь Фагимьянович
ведущий научный сотрудник ¹

Пургин Александр Петрович
заведующий отделом ¹

Морозов Валерий Валентинович (dchmggu@mail.ru)
доктор технических наук, профессор ²

¹ Научно-исследовательский и проектный институт обогащения и механической обработки полезных ископаемых АО «Уралмеханобр», г. Екатеринбург, Россия

² Национальный исследовательский технологический университет «МИСИС», г. Москва, Россия



Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2025 г.

Общие вопросы недропользования

Алексеев Я. В., Попов И. В., Куликов Д. А.
Результаты геологического изучения недр на АБЦМ по «заявительному принципу» с особенностями его реализации на примере коренного золота. – № 1. – С. 15–28.

Прикладная металлогения

Горячев Н. А.
Золотое оруденение Арктического пояса Дальнего Востока России. – № 2–3. – С. 5–23.

Гаськов И. В.
Металлогения золота Южной Монголии. – № 2–3. – С. 24–44.

Молчанов А. В.
Гетерорудоносные региональные проницаемые зоны плитного комплекса Восточно-Сибирской платформы. – № 2–3. – С. 45–57.

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Рогизный В. Ф., Елисеев С. В.
Система разработки маломощных наклонных жил лентами по восстанию при шпуровой отбойке руды в двухсторонних присечках с взрыводоставкой на настил восстающего (с использованием монорельсовых комплексов). – № 1. – С. 29–39.

Хмельков А. М., Чугуевская Э. А.
Основные морфогенетические характеристики минералов-индикаторов кимберлитов. – № 1. – С. 40–56.

Строение рудных месторождений

Греку Е. Д., Калинин Ю. А., Гладков А. С., Наумов Е. А., Сердюков А. Н., Боровиков А. А.
Условия формирования и изотопно-геохронологические характеристики золоторудного месторождения Южные Ашалы (Восточный Казахстан). – № 1. – С. 57–82.

Пак Н. Т., Ивлева Е. А.
Скарновые месторождения золота в Тянь-Шане (Кыргызстан). – № 2–3. – С. 58–73.

Кудрявцева Н. Г., Богославец Н. Н.
Околорудноизменённые породы свинцово-цинковых месторождений Приаргунской минералогической зоны. – № 2–3. – С. 74–87.

Москвитина М. Л., Дамдинов Б. Б., Извекова А. Д., Дамдинова Л. Б.
Минералогия и условия образования Южно-Магнетитового золото-полиметаллического месторождения (Озёрнинский рудный узел, Республика Бурятия). – № 4. – С. 5–32.

Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б., Хубанов В. Б., Бадмажапов Б. Б., Мунконов Э. Ч.-Д.
Возраст вмещающих гранитов, минеральный состав и условия формирования молибденит-кварцевого оруденения Жарчихинского месторождения (Западное Забайкалье). – № 4. – С. 33–52.

Кряжев С. Г., Двуреченская С. С., Берковский Е. М., Лизоркин И. М., Старостин И. А.
Минералогические особенности, последовательность и условия формирования полигенно-полихронного оруденения Верхнетатарской золотоносной площади (Енисейский кряж). – № 4. – С. 53–69.

Борисов А. А., Сычёва Н. А., Богуславский М. А., Вильданов Д. И.

Химический и минеральный состав руд Буркतालского месторождения (Оренбургская область). Тип никеленосной коры выветривания. – № 4. – С. 70–87.

Комплексное использование минерального сырья

Метелёв А. А., Видуецкий М. Г., Гарифулин И. Ф., Пургин А. П., Морозов В. В.

Моделирование и оптимизация гидроаэродинамического режима в зоне транспортиро-

вания – вторичной концентрации в колонных флотационных машинах. – № 4. – С. 88–100.

Новости, информация

Иванов А. И.

Современные задачи Научно-исследовательского геологоразведочного института цветных и благородных металлов. – № 1. – С. 5–14.

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2025 г. – № 4. – С. 101–102.