

ISSN 0869-5997

И РУДЫ 
МЕТАЛЛЫ
ORES AND METALS

2/2023

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ 2/2023

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, 2023

Журнал издаётся при поддержке Международной ассоциации по генезису рудных месторождений



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Черных Александр Иванович

главный редактор
генеральный директор ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Иванов Анатолий Иннокентьевич

заместитель главного редактора
научный руководитель ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Пирайно Франко

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

Наумов Евгений Анатольевич

заместитель главного редактора по общим вопросам
первый заместитель генерального директора ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

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

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, член-корр. РАН

Дементьев Владимир Евгеньевич

генеральный директор АО «Иргиредмет»
кандидат технических наук

Звездов Вадим Станиславович

начальник отдела
металлогении ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат 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

Зельтманн Реймар

профессор, Музей естественной истории,
г. Лондон, Великобритания

Толстов Александр Васильевич

директор НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО)
доктор геолого-минералогических наук

Фридовский Валерий Юрьевич

директор ИГАБМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук,
профессор

ORES AND METALS 2/2023

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, 2023

The Journal is published with the support of the IAGOD
(International association on the genesis of ore deposits)



EDITORIAL BOARD

Alexander I. Chernykh

Editor-in-chief
General Director, FSBI TsNIGRI
PhD

Anatoly I. Ivanov

Deputy editor-in-chief
Scientific 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

Evgeniy A. Naumov

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

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

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
Corr. Member of RAS

Vladimir E. Dementiev

General Director, JSC Irgridmet
PhD

Vadim S. Zvezdov

Head of metallogeny department, FSBI TsNIGRI
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

Vasily 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

Director, JSC ALROSA (PJSC)
PhD

Valery Yu. Fridovsky

Director, IGABM SB RAS
PhD, Professor



СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

**Ежков Ю. Б., Холиёров А. Т.,
Рахимов Р. Р., Тошметов У. Х.**

Бор-скарново-магнетитовое
оруденение Мингбулакского
рудного поля (Восточный Узбекистан)

06

APPLIED METALLOGENY

**Ezhkov Yu. B., Kholiyorov A. T.,
Rakhimov R. R., Toshmetov U. H.**

Boron-bearing skarn-magnetite
mineralization of the Mingbulak ore field,
Eastern Uzbekistan

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Шевкунов А. Г., Корницкий А. И.,
Башкиров А. П., Айдаркулов Т. Н.**

Месторождение золота Кумтор
(Срединный Тянь-Шань, Кыргызстан)
и применение трёхмерного
моделирования в программе
Leapfrog Geo (Seequent) при проведении
геологоразведочных работ

18

METHODS AND TECHNIQUES OF MINERAL DEPOSIT FORECASTING, PROSPECTING, ASSESSMENT AND EXPLORATION

**Shevkunov A. G., Kornitsky A. I.,
Bashkirov A. P., Aidarkulov T. N.**

The Kumtor gold deposit
in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan,
and the application of 3-D modeling
in Seequent's Leapfrog Geo
software for the geological
exploration

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Болонин А. В., Мызников И. К.,
Нигматуллина А. М.**

Богатые железные руды в латеритной
коре выветривания полосчатой
железистой формации в горном хребте
Симанду (Гвинейская Республика)

44

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

**Bolonin A. V., Myznikov I. K.,
Nigmatullina A. M.**

High-grade iron ores in the laterite
weathering crust after the banded iron
formation in the Simandou mountain
range, Republic of Guinea





СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

Мотов А. П., Соболев А. О.

Филогенез золота
вулканогенно-осадочных
колчеданно-полиметаллических руд

64

Motov A. P., Sobolev A. O.

Phylogenesis of gold in polymetallic
volcanogenic-sedimentary massive
sulfide ores

Сучков А. В., Выдрич Д. Е.

Рудно-метасоматическая зональность
молибденовых рудопроявлений
Тёплое 2 и Интрузивное Джетского
рудного узла (Восточный Саян)

78

Suchkov A.V., Vydrich D. E.

Alteration-mineralization zonality
of the Teploe 2 and Intruzivnoe
molybdenum prospects
in the Djetsky ore cluster, Eastern Sayan

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Итоги XII Международной
научно-практической конференции
в ФГБУ «ЦНИГРИ»

90

NEWS, INFORMATION

Results of the XII International scientific
and practical conference
of the FSBI "TsNIGRI"

Открытие памятника
министру геологии СССР
Е. А. Козловскому

93

Opening of the monument to minister
of Geology of the former Soviet Union
Eugene Kozlovsky

Открытие выставки
«Одушевлённый камень» в ЦНИГРИ

95

Opening of the exhibition
"Animated stone" in TsNIGRI





ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.637:553.31.2 (575.11)

Бор-скарново-магнетитовое оруденение Мингбулакского рудного поля (Восточный Узбекистан)

Ежков Ю. Б., Холиёров А. Т., Рахимов Р. Р., Тошметов У. Х.

ГУ «Институт минеральных ресурсов» Мингеологии РУз, г. Ташкент, Узбекистан

Аннотация. Размещение скарново-магнетитовых месторождений региона Тянь-Шаня тесно связано с проявлением габброидного магматизма, сопровождающего мощные зоны разломов, которые ограничивают Южно-Тяньшаньскую складчатую систему с севера и юга и широтной полосой протягиваются в сторону Срединного и Юго-Западного Тянь-Шаня.

Исследованиями последних десятилетий для района хребта Каржантау достаточно чётко устанавливается золото-медно-висмутовая металлогеническая специализация с ведущей ролью золота. Наиболее перспективна позиция Акташской группы проявлений – Актам-I, Актам-II, Южное.

На изученной Мингбулакской площади Каржантау наиболее развиты железорудные, свинцово-цинковые, золоторудные, медные проявления, в меньшей степени – боросные, вольфрамовые и флюоритовые. Большинство проявлений полезных ископаемых на площади образовалось в результате магматогенно-гидротермальной деятельности и приурочено к зонам разломов, которые характеризуются длительностью и сложностью формирования. Оруденение локализуется обычно в зонах дробления разломов и оперяющих трещинах. К скарновому типу относятся рудопоявления железа – остродефицитного на сегодня металла для горнорудных предприятий Приташкентского региона.

Ключевые слова: месторождения, Мингбулак, Каржантау, магнетит, руда, скарн, вулканизм, Курганташский массив, ашарит, яacobсит, хромит, кулсонит, халькопирит, серебро, золото, технология.

Для цитирования: Ежков Ю. Б., Холиёров А. Т., Рахимов Р. Р., Тошметов У. Х. Бор-скарново-магнетитовое оруденение Мингбулакского рудного поля (Восточный Узбекистан). Руды и металлы. 2023. № 2. С. 6–17. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10006.

Boron-bearing skarn-magnetite mineralization of the Mingbulak ore field, Eastern Uzbekistan

Ezhkov Yu. B., Kholiyorov A. T., Rakhimov R. R., Toshmetov U. H.

State Institution "Institute of Mineral Resources" of the Ministry of Geology of the Republic of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan

Annotation. Spatial distribution of skarn-magnetite deposits in the Tien Shan region is closely related to gabbroid magmatism that accompanies wide fault zones bordering the South Tien Shan folded system from the north and south and extending as a latitudinal belt towards the Middle and Southwestern Tien Shan.

Studies fulfilled during recent decades in the Karzhantau Ridge area have quite clearly demonstrated its gold-copper-bismuth metallogenic specialization with the leading role of gold. The most promising position is characteristic of the Aktash group ore occurrences (Aktam-I, Aktam-II, and Yuzhnoe).

Within the studied Mingbulak area of Karzhantau, the most widely distributed are mineral occurrences of iron ore, lead and zinc, gold, and copper, and less developed boron-bearing, tungsten, and fluorite ones. Most of the mineral occurrences in the area formed as a result of magmatic-hydrothermal activity and are confined to fault zones characterized by long duration and complexity of the formation. The mineralization is usually localized in the crush zones and feathering fractures of the faults. The skarn type includes ore occurrences of iron, a metal that is currently strongly deficient for mining enterprises in the Tashkent region.

Key words: ore deposits, Mingbulak, Karzhantau, magnetite, ore, skarn, volcanism, Kurgantash massif, asharite, jacobsite, chromite, coulsonite, chalcopyrite, silver, gold, technology.

For citation: Ezhkov Yu. B., Kholiyorov A. T., Rakhimov R. R., Toshmetov U. H. Boron-bearing skarn-magnetite mineralization of the Mingbulak ore field, Eastern Uzbekistan. Ores and metals, 2023, № 2, pp. 6–17. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10006.



Геологическое строение и позиция рудного поля в общей структуре региона. Мингбулакское рудное поле (МРП) расположено на южных склонах гор Каржантау, которые входят в состав Чаткальской подзоны Срединного Тянь-Шаня. В её пределах устанавливаются девять вулканоплутонических структур, в число которых входит и Каржантауская.

Каржантауская вулканоплутоническая структура, фундаментом которой являются карбонатные толщи D_2-C_1 , вулканиты и гранитоиды C_2 , охватывает территорию юго-восточной части хребта Каржантау и частично массив Ализар. Южная часть структуры перекрыта мезокайнозойскими отложениями, и о её продолжении можно судить только по отдельным обнажениям и данным аэромагнитной съёмки [3].

Мингбулакская рудоносная площадь сложена разнообразными вулканогенными и осадочными породами. Наиболее распространёнными образованиями являются верхнепалеозойские, занимающие основную часть площади и представленные каменноугольной системой.

Мезокайнозойские осадки распространены на меньшей территории и относятся к меловой и четвертичной системам.

Основные закономерности верхнепалеозойских вулканических явлений и смены определённых ассоциаций вулканогенных пород района Каржантау были рассмотрены в работах, осветивших роль вулканизма в формировании земной коры Западного Тянь-Шаня [3, 6].

Наиболее древние породы слагают восточную часть хребта Каржантау и развиты на востоке Мингбулакской площади. В комплекс пород входят мраморизованные известняки и конгломераты турнейского и визейского ярусов, песчаники, туфопесчаники, сланцы с линзовидными прослоями известняков свиты уя. Верхние свиты уя представлены туфами, туфопесчаниками, реже – порфиридами андезитового и дацит-андезитового составов.

Среднекаменноугольный вулканогенный комплекс (дацит-андезитовая формация) распространён в восточной части площади и во врезках саев на остальной его части. Сложен отложениями мингбулакской свиты, в которой

выделяются четыре пачки и субвулканическая фация. Породы представлены андезитами, андезитобазальтами и трахиандезитами, а субвулканическая фация – андезитами и андезитобазальтами. В этот же комплекс входят отложения близлежащей акчинской свиты, состоящей из шести пачек общей мощностью 2,2 км, представленной комплексом покровных образований эффузивных и пирокластических пород со слоями туфов и туфопесчаников, реже породами жерловой фации.

В комплекс пород, развитых на площади, входят также осадки мелового возраста (представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, имеющими ограниченное развитие), а также палеогена, неогена и антропогена. Широко распространены четвертичные отложения на водоразделах и склонах хребта, представленные в том числе аллювиальными и пролювиальными отложениями р. Чирчик и её притоков. Мощность отложений в низовьях рек достигает 50 м, разрез преимущественно лёссовый с конгломератами в основании.

Формирование интрузивных пород хребта Каржантау происходило в основном в поздний этап герцинского тектоно-магматического цикла в гипабиссальных условиях. На основе общности геологической обстановки и времени формирования интрузивных пород выделяются три интрузивных комплекса: среднекаменноугольный, который на Мингбулакской площади представлен гранодиоритами (Курганташский массив) и небольшими штокообразными телами кварцевых сиенит-порфиров в районе горы Мингбулак; верхнекаменноугольный–пермский (представлен трахидацитами P_1) и верхнепермский–нижнетриасовый (дайковые образования гранит-порфиров).

Герцинский тектоно-магматический цикл протекал в течение ряда этапов (выделены четыре), каждый из которых сопровождался присутствием только ему определённым режимом тектонических движений, особенностями осадконакопления и интрузивного магматизма.

Вначале, в среднекаменноугольное время, образовалась вулканотектоническая депрессия, ограниченная дугообразными разломами, заполненная вулканитами дацит-андезитовой

формации, мощность которых достигает 2000 м. Характерны мощные (50–180 м) и протяжённые (до 20 км) силлы трахидацитовых, трахиандезит-дацитовых порфириров, а также экстрезии андезитовых порфириров. В целом породы слагают крупный стратовулкан, центр извержения которого расположен в северо-восточной части депрессии. Породы имеют пологое залегание (5–200°) с центриклинальным падением по периферии депрессии.

Для определения главного интрузивного массива О. М. Борисовым (1967 г.) произведены подсчёты по количественному распределению площадей разновозрастных комплексов в разрезе Каржантау-Кураминских гор. В результате ведущим комплексом определён нижнебашкирский (С₂) гранодиоритовый, составляющий 7,5 % выходов интрузивных масс. Наметилась чёткая приуроченность интрузий вне зависимости от их возраста и формы к определённым литологическим толщам, а именно:

- к конгломератам, песчаникам, мергелям, известнякам и доломитам среднего девона (живетский ярус) – 30,7 %;
- к туфам и туфопесчаникам нижнего карбона (уя-мингбулакская толща) – 41,65 %;
- к известнякам, доломитам и ангидритам среднего–верхнего девона – 15,45 %;
- к песчаникам, алевролитам и аргиллитам силура – 11,8 %.

Кислые вулканы нижнего и верхнего девона, а также массивные известняки нижнего карбона оказались неблагоприятными для внедрения в них магматических масс. Тела в этих породах располагаются вдоль системы трещин, создавая звенья, связываемые с системой межпластовых залежей. Следовательно, основная масса магматических тел (98,87 %) располагается в довольно узком интервале разреза (от ордовика до верхнего карбона), в пределах 6–8 км его мощности.

В ордовик-протерозойских породах имеются лишь небольшие массивы (0,4 % суммы выходов), которые могут рассматриваться как корневые части лакколлитов. Таким образом, исследованиями выявлена система сложнопостроенных многоярусных лакколлитов с двумя-тремя крупными залежами; общее падение тел

к северу. От них кверху по зонам нарушений отходят многочисленные апофизы (штоки, дайки).

Мингбулакское рудное поле размещается в северо-восточной части Каржантауской вулканоструктуры, где на мощном карбонатном фундаменте вначале активно проявились процессы покровного вулканизма, в ходе которого образовались редкие секущие фации и характерные наложенные мульды. Позднее они были интродуцированы гранитоидной магмой, сформировавшей Курганташский массив (рис. 1).

Внедрения как вулканогенной, так и гранитоидной магмы отличались высокой динамикой, рудно-геохимической специализацией и активным флюидно-термальным преобразованием карбонатных толщ. По отношению к концентрации рудных компонентов в растворе состав рудоносных раствор-флюидов был обогащён железом, бором, медью, фосфором, стронцием и редкоземельными элементами.

Высокоокисидный потенциал исходных раствор-флюидов, превалирующий над восстановительным потенциалом, вызвал возникновение и широкое распространение железокислых руд в зоне экзоконтакта интрузивного массива.

На основе в том числе и указанных признаков МРП включается нами в комплекс редкометалльно-скарноворудных объектов, образующих зональную структуру в южной части Чаткальского хребта, данные о которых были нами опубликованы недавно [1, 2, 5].

Размещение, минералого-геохимические особенности и запасы железа скарноворудных участков месторождения Мингбулак.

Участок 1 расположен на дне сая Урустун, представлен полосой скарнов с магнетитом протяжённостью 100 м при мощности 4 м. Содержание железа по штучной пробе 55,5 %, авторские запасы 96 тыс. т.

Участок 2 находится на водоразделе между саями Урустун и Аркутсай. Представлен мелкими линзами (мощность 5–10 м) гранат-магнетитовых с гематитом скарнов, прослеживающихся с перерывами вдоль контакта на протяжении 100 м. Содержание железа по штучной пробе 44,8 %, авторские запасы 99,3 тыс. т.

Участок 3 отдалён на 500–600 м к юго-западу от Участка 2. Здесь на задернованном

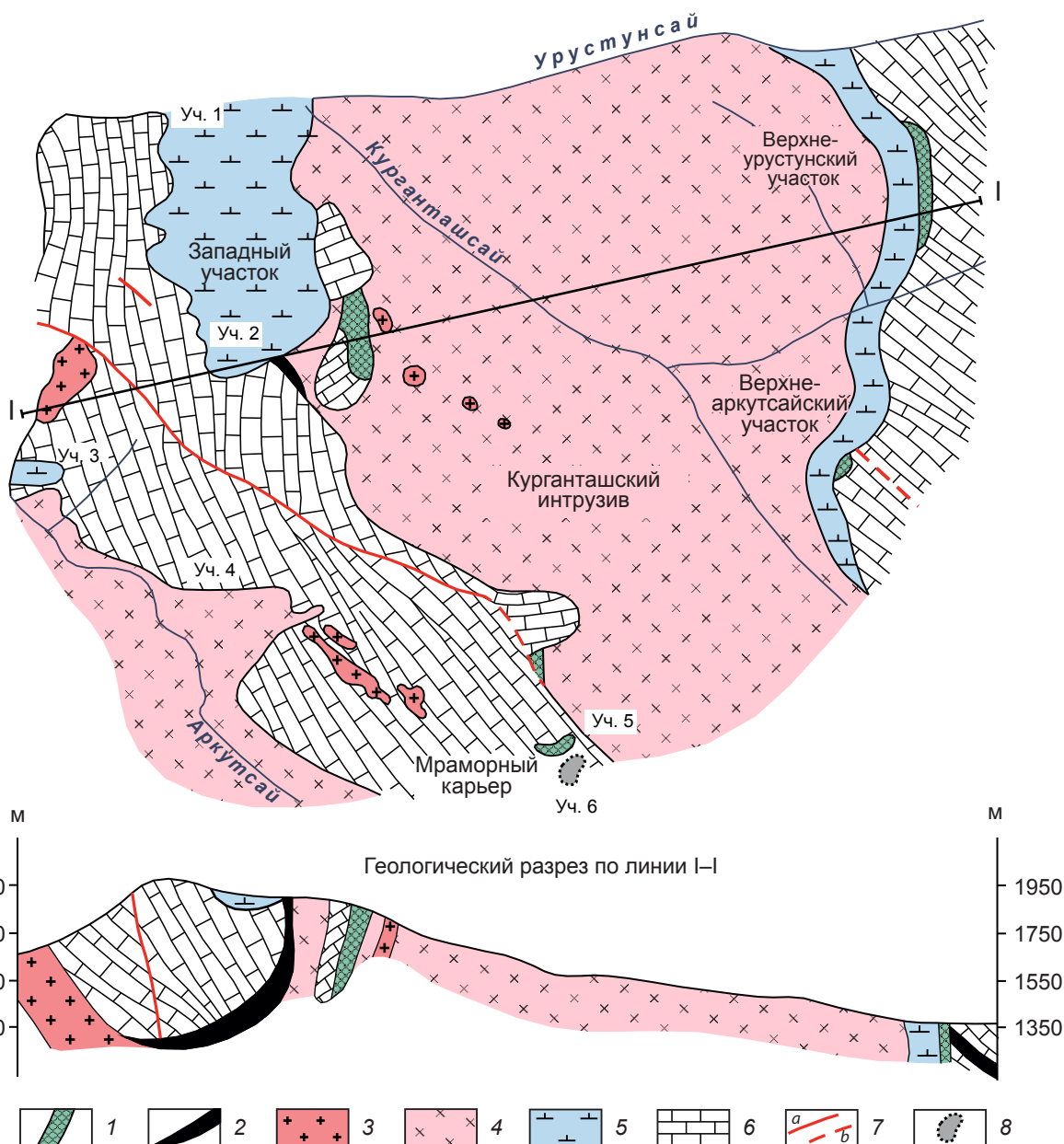


Рис. 1. Геологическая карта Мингбулакского бор-скарново-магнетитового месторождения:

1 – скарны: пироксен-гранатовые, пироксен-гранат-эпидотовые, гранат-эпидот-пироксеновые, гранат-магнетитовые с гематитом и др.; *2* – магнетитовые залежи; *3* – граниты мелко-неравнозернистые до аплитовидных (жильные породы 1-го этапа), C_2^2 ; *4* – диориты, гранодиориты-адамеллиты, C_2^1 ; *5* – вулканиты мингбулакской свиты: андезитобазальты, андезитодациты, их лавы, туфы, туфопесчаники и туфобрекчии, C_2 ; *6* – рифогенные известняки, C_1 ; *7* – разрывные нарушения: *a* – установленные, *b* – предполагаемые; *8* – мраморный карьер

Fig. 1. Geological map of the Mingbulak boron-bearing skarn-magnetite deposit:

1 – skarns: pyroxene-garnet, pyroxene-garnet-epidote, garnet-epidote-pyroxene, garnet-magnetite with hematite, etc.; *2* – magnetite deposits; *3* – uneven-grained fine-grained to aplite-like granites (1st phase vein rocks), C_2^2 ; *4* – diorites, granodiorites-adamellites, C_2^1 ; *5* – volcanics of the Minbulak Formation: basaltic andesites, andesidacites, their lavas, tuffs, tuff sandstones, and tuff breccias, C_2 ; *6* – reef limestones, C_1 ; *7* – faults: *a* – identified, *b* – assumed; *8* – marble quarry

склоне, на контакте известняков с вулканитами на 250 м протягивается цепочка карьерообразных древних выработок. Судя по отвалам, руда магнетитовая, по штуфной пробе содержание железа 64,3 %. Рудонесущие породы – гранат-эпидот-пироксеновые скарны. Встречаются вкрапления халькопирита, халькозина.

Участок 4 размещается в 200–300 м к востоку от Участка 3. Здесь на площади 100 × 300 м² встречено несколько мелких скарновых тел (кварц-пироксеновые, гранат-пироксеновые, гранат-эпидотовые) на контакте известняков с гранодиоритами. В скарнах развито железо-сланцевая минерализация в виде гнезд и прожилков, наблюдается редкая вкрапленность магнетита и окисленного халькопирита.

Участок 5 расположен на левом борту Аркутсая, у мраморного карьера, также в зоне контакта известняков с гранодиоритами. Рудное тело приурочено к крутопадающему разлому субширотного простирания и представлено окварцованной породой с гнездами гематита. Прослеженная длина 30 м при мощности 1 м. Содержания по штуфной пробе Fe₂O₃ – 43,44 %, FeO – 16,08 %.

Участок 6 находится в 500 м к югу от мраморного карьера, на левом борту Аркутсая. В зоне контакта известняки мраморизованы, серпентинизированы, гранодиориты скарнированы (эндоскарны гранатовые и гранат-эпидотовые). В скарнах отмечены гнезда и прожилки гематита, в серпентинизированных известняках – вкрапленность магнетита. По штуфной пробе содержания Fe₂O₃ – 44,75 %, FeO – 17,78 %. Одно из магнетитовых тел прослежено на 10 м при мощности 0,5–5 м.

На восточном фланге МРП гряда известняков прослежена на 7–7,5 км при ширине 0,5–1,5 км и подвержена скарново-скарноидным преобразованиям в зоне контакта гранодиоритов Курганташского интрузива, обрамлённых полосой прорванных покровных андезитобазальтовых лав и лавобрекчий мощностью до 100–120 м. Здесь детально описаны два участка. Площадь участка Верхнеаркутсайский – 100 × 300 м². Рудные тела представляют собой магнетитовые линзы в мраморе, есть древние

карьеры протяжённостью 200–300 м. Участок Верхнеурустунский включает в себя мелкие скарновые тела (от 1–2 до 30–40 м) вдоль плоскостей напластования мрамора. В скарнах установлен магнетит, замещающий порообразующие силикатные минералы.

Рудные тела жило- и линзообразной формы протяжённостью от 100 до 590 м, крутого падения, преимущественно 70–80°. Распределение железорудной магнетит-гематитовой минерализации изменчиво как по содержанию, так и по мощности вскрытого оруденения. Средние мощности рудных тел колеблются в пределах от 2,33 до 17,2 м, средние содержания Fe₂O₃ изменяются от 17,12 до 56,49 %.

Данные о морфологии и параметрах рудных зон подтверждены сечениями по горным выработкам. Все рудные зоны изучены с поверхности канавами, врезам. В рудных зонах, оценённых по кат. Р₁, оруденение прослежено на глубину скважинами.

Таким образом, по Мингбулакскому месторождению ресурсы железной руды кат. Р₁ составляют 17,3 млн т с содержанием железа от 10 до 64 % (по штуфным пробам), а по кат. Р₂ – 30 млн т.

Вещественный состав руд. В процессе исследований помимо собственно скарновых минералов – граната, эпидота, пироксена, амфиболов – установлены выделения халькопирита, халькозина, примазки медной зелени, ашарита и других боратов, сульфидов железа, висмута и мышьяка. Руды характеризуются разнообразием состава, числа слагающих их минералов и текстурно-структурных особенностей.

Первый тип руд представлен крупнокристаллическими скоплениями светло-зелёного пироксена, часто развитого в виде веерообразных, лучистых агрегатов, замещённых тальком. Магнетит повсеместно замещает пироксен участками – гранат. Агрегаты магнетита образуют веерообразные пучки, «солнца» или сплошные скопления. Внутренняя структура таких псевдоморфоз – ячеистая каркасная, так как замещение магнетитом шло по трещинам спайности, в результате чего в лучистых выделениях отмечаются реликты вмещающих минералов. В участках, сложенных гранатом,



магнетит развивается по зонам роста, трещинам.

Количественный минеральный состав (%): магнетит 70,3–95,1; пироксен 0,5–22,0; гранат от ед. зн. до 5,0; кальцит – 3–3,5; серицит 0–0,9. Локально встречается эпидот.

Второй тип руд – это геденбергит-турмалин-магнетитовые руды, неоднородные по окраске, сложенные оталькованным, тремолитизированным геденбергитом и тёмно-коричневым, почти чёрным турмалином, развитым в виде неправильных просечек, гнёзд, иногда лучистых «солнц», длинностолбчатых кристаллов (размер от 0,3 мм до 1,5 см), замещающих геденбергит. Магнетит встречается в виде гнёзд, вкрапленности в пироксене, замещает его.

Третий тип – ашарит-магнетит-гематитовых руд – широко распространён. Представлен мелкозернистыми осветлёнными пироксеновыми скарнами с гнездово-вкрапленной гематит-магнетитовой минерализацией (размер выделений 0,1–1 мм). Пироксен тремолитизирован, оталькован, хлоритизирован, серицитизирован. Часто магнетитовые руды локализованы в мелкокристаллических карбонатных породах, серпентинизированных, частично оталькованных; по трещинам отмечен гипс. Карбонатные породы содержат брусит и бораты.

Руды густовкрапленные «сливные», гнездообразные, участками полосчатые. Кристаллы магнетита собраны в агрегаты, содержат включения кальцита, реже пироксена. Гематит в виде тонкозернистых включений, кружевоподобных агрегатов в магнетите. Встречаются графические сростки магнетита с гематитом. Размер выделений гематита 0,001–0,003 мм. Отмечаются тесные срастания магнетита с пиритом, гнёзда самородного золота.

Четвёртый тип руд – гематит-магнетитовый убоговкрапленный в кальцифирах, серпентинизированных зонах, в эндоконтактных частях интрузива. Состав руд варьирует. Проявлены эпидотизация, оталькование, хлоритизация, участками совместно с серпентином отмечаются сепиолит, гипс, брусит.

В контактовых зонах в интрузивной породе отмечается сидеронитовая текстура желез-

ного оруденения, реже встречаются гнёзда. Магнетит в виде веерообразных агрегатов развивается среди карбоната и серпентина. Обычно магнетитовые руды также сопровождаются пиритовой, иногда халькопиритовой минерализацией. Магнетит содержит включения нерудных минералов, повсеместно замещается гематитом. В трещинах, зонах изменения отмечаются сепиолит, тальк.

Пятый тип руд характеризуют массивные коричневато-жёлтые до тёмно-коричневых скарнированные карбонатные породы с гематитом, магнетитом, лимонитом, гётитом. Отмечены участки, сложенные только гематитом с реликтами карбонатных пород. Этот тип руд встречается в зонах разломов, брекчирования. Руды магнетит-гематитовые с гидроксидами железа до сплошных гематитовых. Часто промежутки между агрегатами гематита заполнены рыхлой желтоватой массой, в состав которой входят доломит, пироксен, тальк, кварц. Отмечаются участки выщелачивания с карбонатной структурой. В рудах установлены вторичные продукты – глиноподобные минералы: ковеллин, халькозин, гётит, сепиолит, гипс.

Особое место в проведённых нами исследованиях занимает выявление морфогенетических признаков магнетита как индикатора условий образования, геохимической специализации и рудоносности гранитоидов Курганташского интрузива. В этих целях в 300 м к востоку от Участка 2 была выбрана рудоносная площадь, подвергнутая геолого-петрографическому картированию и минералогическому опробованию гранитоидов, скарнов и железорудных тел (рис. 2, табл.).

В таблице приведены химический нормативный состав акцессорной и рудной магнетитовых фракций, а также содержания в них группы сопутствующих редких элементов. Изученный минеральный комплекс включал собственно оксиды железа, ильменит, широко распространённую в рудах шпинель и минералы её группы – яkobсит, хромит, кулсонит. Редкоэлементная ассоциация состоит из природных сульфидообразователей (никель, кобальт, медь, цинк), молибдена и вольфрама.

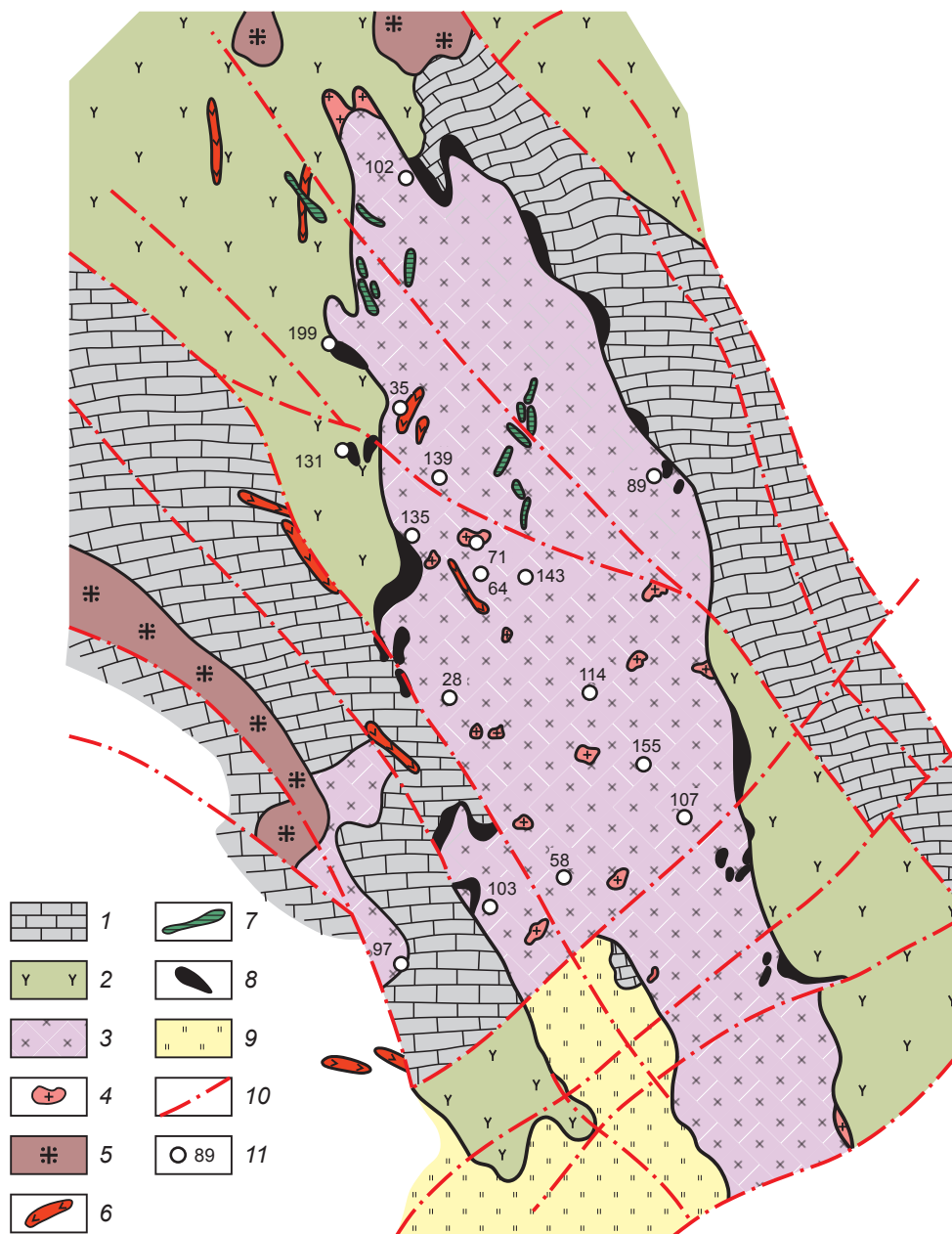


Рис. 2. Геолого-петрографическая карта участка западного фланга Минбулакского интрузива со схемой минералого-геохимического опробования:

1 – известняки, C_1 ; 2 – вулканы андезитовой формации, C_2^1 ; 3 – порфировидные биотитово-роговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты, C_2^2 ; 4 – мелкозернистые биотитовые граниты, C_2^3 , жильные породы, C_2^4 ; 5 – гранит-порфиры, граносиенит-порфиры; 6 – фельзит-порфиры; 7 – диабазовые порфиры; 8 – скарновые тела; 9 – четвертичные отложения; 10 – разломы; 11 – минералого-геохимические пробы

Fig. 2. Geological and petrographic map of a plot in the western flank of the Mingbulak intrusion with the mineralogical-geochemical sampling scheme:

1 – limestone, C_1 ; 2 – volcanics of the andesite association, C_2^1 ; 3 – porphyritic biotite-hornblende granodiorite and quartz diorite, C_2^2 ; 4 – fine-grained biotite granites, C_2^3 , vein rocks, C_2^4 ; 5 – granite porphyry, granosyenite porphyry; 6 – felsite porphyry; 7 – diabase porphyrite; 8 – skarn bodies; 9 – quaternary deposits; 10 – faults; 11 – mineralogical-geochemical samples



Сравнительный анализ гранито-акцессорных и рудогенных магнитных фракций по уровням концентрации FeO и Fe₂O₃ позволил установить их тождественность (см. табл.).

Подобный результат позволяет сделать вывод, что в Курганташской гранитной интрузии процессы магматического расслоения (ликвации) привели к возникновению [4] очага насыщенных железом гидротермальных растворов, мигрировавших в зону экзоконтакта, где ими созданы значительные залежи комплексных скарново-магнетит-гематитовых руд.

В условиях крутопадающего контакта массива интрузии, наличия в её экзосфере даексателлитов, а также систем северо-восточных рудораспределяющих и широтных рудоконцентрирующих разломов сформировались как пластовые, так и комбинированные рудные тела.

При обратном падении интрузива оруденение уже связано с блоками выполаживания контактов, но с проявлением той же системы разломов.

Продолжая сравнение геохимических особенностей акцессорных и рудных магнитных фракций, мы получили для них ряд отношений средних содержаний элементов (акцессории/рудные тела): Cr (18,0) – V (16,8) – Ni (3,2) – Co (1,7) – Cu (2,9) – Zn (2,8) – Mo (1,1) – W (0,19). В этом ряду, за исключением вольфрама, чётко проявляется постоянное превосходство элементов акцессорных магнитных фракций над рудогенными в качестве минералов-концентраторов, что особенно остро ощущается в случае хрома и ванадия. Подобное резкое обеднение гидротерм последними, скорее всего, вызвано их неожиданной миграцией в околорудное пространство, где известны небольшие скопления хромита и кулсонита.

Подробное же сравнение редкометалльно-элементных потенциалов акцессориев гранитоидов Мингбулака и Чаткало-Кураминского региона снова показало в большинстве случаев преимущество первых, особенно для хрома (2,9), кобальта (1,9), вольфрама (1,7), ванадия (1,4) и меди (1,3). Величина отношений для никеля, цинка и молибдена – 0,8.

Необходимо отметить, что в главной рудной зоне были отобраны две технологические пробы, подвергшиеся исследованиям в техно-

логической лаборатории ГУ «ИМР». Установлено, что железосодержащие руды месторождения Мингбулак являются кондиционными, они легкообогатимы и представляют ценное сырьё для промышленного освоения.

Попутные полезные компоненты и их авторские запасы.

Бор. Первый объект в регионе, рассмотренный как боросодержащий железорудный, – месторождение Сюреньата (1959 г.). Почти в это же время проводилось активное изучение бор-железородной минерализации на восточном участке Мингбулакского месторождения, которую представляют ашарит, людвигит, турмалин, борацит, гилгардит. Практическое значение может иметь только ашарит в магнетитовой руде (ашарит-магнетитовый тип). Другие боросодержащие минералы присутствуют в незначительных количествах.

Было установлено, что в магнетитовых рудах восточного участка ашарит широко развит, составляя в среднем 1–2 % от общей массы руды. Минерал присутствовал в рудах всех трёх структурных блоков и находился в тесном прорастании с вмещающими рудными и силикатными минералами.

В ашарит-магнетитовых рудах содержания бора по данным химического анализа групповых проб установлены в пределах от 0,05 до 0,61 %. Запасы оцениваются в 200 тыс. т. Хвосты магнитной сепарации содержат 3,5 % бора, его извлечение из них ~ 70 %. После спекания хвосты могут использоваться в сельском хозяйстве как долгодействующее удобрение.

Медь. Минеральная форма проявления меди в рудах являются халькопирит, ковеллин, халькозин, которые обычно ассоциируют с пиритом в зоне окварцевания скарнов и в магнетитовых рудах в виде спорадических гнездовых скоплений. На участке Западный халькопирит с пиритом слагают разобшеченное с железорудной минерализацией самостоятельное сульфидное рудное тело (скв. 11, инт. 80–91 м), которое может представлять практический интерес.

По результатам 80 химических анализов проб содержание Cu в рудах от < 0,01 до 5,62 %, в среднем 0,65 %. Согласно данным геолого-разведки в рудах содержится 35 тыс. т меди.

Табл. Химический нормативный (вес. %) и элементный (г/т) состав магнитных фракций Курганташского интрузива и месторождения Мингбулак
Table. Normative (wt %) and elemental (g/t) chemical composition of magnetic mineral fractions of the Kurgantash intrusion and the Mingbulak deposit

Порода	Номер пробы	Магнетит, вес. г/т	SiO ₂	TiO ₂ Ильм.	Al ₂ O ₃ Шп.	Fe ₂ O ₃ Гем.	FeO Мгт.	MnO Як.	MgO Мгф.	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr Хр.	V Кулс.	Ni	Co	Cu	Zn	Mo	W
Кварцевый диорит	28	2,85	Не опр.	1,2 2,3	Не опр.	68,14 5,7	29,1 91	0,22 0,7	1,34 0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	400 0,1	670 0,2	68	48	200	320	8	5,4
	58	1,54	0,83	2,96 5,7	Не опр.	65,78 5	28,2 84,4	0,45 1,5	1,68 30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	340 0,1	1160 0,3	66	68	160	90	5	4,6
	64	1,65	0,12	1,9 3,7	0,08 0,1	68,12 5,2	26,4 84,3	0,4 1,3	2,87 5	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3 0,1	1200 0,3	82	32	240	330	10	25,3
Лейкогранит	71	0,67	Не опр.	1,5 2,8	0,7 1	69,45 11	26,7 82,3	0,4 1,3	1,25 0,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	90 Сл.	850 0,2	60	50	320	530	8	2,7
	89	4,02	Не опр.	1,89 3,6	Не опр.	68,34 7,2	28,4 85,8	0,3 1	1,07 1,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	270 0,1	1880 0,9	80	66	320	360	8	28
Кварцевый диорит	97	3,85	Не опр.	3,95 7,5	0,06 Сл.	67,6 12,8	28 78,4	0,2 0,6	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	680 0,2	1670 0,5	70	54	160	330	8	4,2
	103	4,89	Не опр.	1,43 2,6	0,07 0,1	64,97 0	30,5 92	0,1 0,3	2,53 4,4	0,4	Не опр.	Не опр.	960 0,3	1280 0,3	68	107	240	330	7	2,9
Гранодиорит	107	1,65	Не опр.	1,73 3,3	1,01 0,1	68,71 8,6	28,4 86,7	0,3 1	0,25 0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	370 0,1	1100 0,2	86	80	200	510	7	4,1
	114	2,75	Не опр.	1,97 3,7	0,76 1,1	68,77 10,1	28 84	0,2 0,6	0,3 0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	710 0,2	1220 0,3	78	65	200	330	5	4,8
Кварцевый диорит	139	3,2	Не опр.	2,13 4	Не опр.	66,16 6,1	28,33 87,6	0,1 0,3	1 1,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	820 0,3	1250 0,3	94	52	240	360	8	5
	143	3,51	Не опр.	3,95 7,5	0,07 Сл.	65,85 6,9	29,93 84,6	0,2 0,6	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	470 0,1	1120 0,2	110	70	200	540	5	7,5
Гранодиорит	155	1,1	Не опр.	2,6 4,9	Не опр.	67 9	28,1 84,6	0,3 1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	380 0,1	1270 0,3	60	40	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	Не опр.	2,31	0,08	2,27 4,3	0,23 0,2	67,42 7,3	28,34 85,5	0,26 0,9	1,03 1,4	0,4	Не опр.	Не опр.	560 0,1	1210 0,3	77	61	207	338	6,6	7,9
Среднее по акцессорному магнетиту																				

Акцессорный магнетит



Продолжение таблицы

Порода	Номер пробы	Магнетит, вес. г/т	SiO ₂	TiO ₂ Ильм.	Al ₂ O ₃ Шп.	Fe ₂ O ₃ Гем.	FeO Мгт.	MnO Як.	MgO Мгф.	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr Хр.	V Кулс.	Ni	Co	Cu	Zn	Mo	W
<i>Рудные магнетит и гематит</i>																				
Гранат-пироксен-эпидотовый скарн	35	Не опр.	1,2	Сл.	1,02 1,5	64,83 0	31,51 98,5	Сл.	Не опр.	1,12	0,2	0,12	Не опр.	10 Сл.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	135	Не опр.	Не опр.	0,6 1,1	0,18 0,3	68,44 5,9	25,09 82,3	0,1 0,5	5,54 9,9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	27 Сл.	76	120	80	150	9	14
Рудное тело	102	Не опр.	Не опр.	2,45 4,6	0,79 1,1	68,6 13,1	26,3 79,5	0,15 0,5	1,54 1,2	0,5	Не опр.	0,07	20 Сл.	33 Сл.	14	25	120	150	7	166,4
	131	Не опр.	Не опр.	0,6 1,1	Не опр.	71 10,7	26,91 85,7	0,3 1	0,8 1,5	Не опр.	Не опр.	0,39	Не опр.	12 Сл.	6	8	80	150	8	15,8
Прожилок в породе	199	Не опр.	1,1	1,1 2,1	Не опр.	68,2 7,9	27,76 88,9	0,1 0,3	0,45 0,8	1,29	Не опр.	Не опр.	40 Сл.	190 Сл.	25	26	80	150	8	14,1
	36-гем	Не опр.	Не опр.	0,45 0,8	0,13 0,1	95,53 92,3	1,42 3,2	0,11 0,4	1,82 3,2	0,54	Не опр.	Не опр.	20 Сл.	110 Сл.	8	8	40	60	7	1,4
Среднее по рудному магнетиту	Не опр.	Не опр.	0,55	0,95 1,8	0,4 0,6	68,31 7,5	27,51 86,9	0,14 0,5	1,67 2,7	0,58	0,12	0,04	20 Сл.	72 Сл.	24	36	72	120	6	42
Среднее по С ₃ гранитоидам Курамы и Чаткала	Не опр.	1,14	Не опр.	1,94 3,7	0,89 1,4	68 2	28,52 90,4	0,32 1	0,73 1,2	Не опр.	Не опр.	Не опр.	192 0,1	865 0,2	99	70	165	403	8,2	4,7

Примечание. В числителе – содержание компонентов, в знаменателе – фазовый состав проб. Ильм. – ильменит, Шп. – шпинель, Гем. – гематит, Мгт. – магнетит, Як. – яковсит, Мгф. – магнезиоферрит, Хр. – хромит, Кулс. – кулсонит. Пробы 89, 97, 103 отобраны из эндоконтактной зоны интрузива.

Кобальт. Основными концентраторами кобальта в руде являются пирит и магнетит: в пирите (по трём анализам) – 1290, 2150 и 2450 г/т; в магнетите по двум анализам – 10 и 20 г/т. Содержание кобальта в анализируемых пробах от 30 до 70 г/т. Запасы кобальта в рудах месторождения оцениваются в 1,2 тыс. т.

Марганец. В магнетитовых рудах месторождения содержания марганца в среднем составляют 600 г/т для участка Западный и 1500 г/т для участка Восточный. Химическим анализом содержание устанавливается в пределах от 0,02 до 0,6–0,8 %, запасы в рудах – 23,7 тыс. т.

Серебро. Встречается спорадически во всех типах руд в количестве 0,0004–0,001 %. В минералах руд отмечается в гранате, магнетите, пирите, доломите, тальке, кальците, Fe-охрах. В рядовом пирите содержание серебра достигает 10–19 г/т, кобальтосодержащем – 30–40 г/т, халькопирите – 16,5 г/т. По данным химических анализов, содержание серебра в рудах в основном колеблется от 2,5 до 20–25 г/т. Повышенные содержания (50–60 г/т) часты, ураганные – редки. Запасы в рудах оценены в 168,6 т.

Висмут. Представлен висмутином и галеновисмутином, вкрапленным в магнетитовые руды. Отмечается в пирите, магнетите, пироксене, гранате, карбонатах. Содержание висмута в рудах редко достигает 0,03 %, обычно держится на уровне тысячных – сотых долей процента. Запасы оценены в 1,5 тыс. т.

Мышьяк. Отмечается спорадически в количестве, обычно не превышающем 0,05 %. В ряде проб результаты химических анализов показали содержание мышьяка 0,13–0,37 %. Минеральная форма – арсенопирит и скородит.

Селен и теллур. В кобальтсодержащих пиритах, дающих концентраты при обогащении магнетитовых руд, установлены содержания Se (15–20 г/т) и Te (5–7 г/т). Селен и теллур достигают значительной концентрации в пиритах и халькопиритах (30–70 и 195–245 г/т соответственно), слагающих уже упоминавшееся самостоятельное сульфидное рудное тело (скв. 11, инт. 80–91 м). В этих же пиритах установлено содержание серебра в 180 г/т.

Золото. На Мингбулакской площади ярко выражены проявления золота, которое ассоциируется с магнетит-гематитовыми телами.

В частности, в кварц-гематитовых породах золотоспектральным анализом установлены содержания золота (г/т): по канаве 36 – от 0,1 до 0,4 на 8 м мощности; по канаве 31 – от 0,4 до 0,8 на 4 м; по канаве 27 – от 0,02 до 0,15 на 13 м; по канаве 22 – от 0,3 до 0,5 на 3 м; по канаве 12 – от 0,02 до 1,0 на 3 м.

В процессе проведения поисковых маршрутов были отобраны штучные пробы, в которых также золотометрическим анализом установлено наличие золота до 0,2 г/т.

Выводы. Среди основных условий, определивших формирование в регионе Каржантау МРП, доминирует магматогенно-структурный фактор, определивший образование, распределение и локализацию промышленных борскарново-гематит-магнетитовых руд.

Железорудное месторождение Мингбулак отличается комплексностью, так как включает в себя дополнительно ценные руды бора, меди, кобальта, висмута, марганца, серебра, минерализацию золота.

По данным проведённых в ГУ «ИМР» технологических испытаний, железосодержащие руды в пределах Мингбулакской площади отнесены к легкообогатимым, и полученные из них различными способами концентраты соответствуют требованиям для металлургического передела. В качестве оптимальной для переработки руд предложена мокрая магнитная сепарация (полученная фракция содержит более 60 % железа при извлечении свыше 90 %).

Установленные запасы оксидов железа (47,3 млн т) со средними содержаниями 30–35 %, запасы других ценных руд и развитая инфраструктура площади месторождения Мингбулак позволяют надеяться на установление экономической целесообразности ввода его в эксплуатацию.

Список литературы

1. Ежков Ю. Б., Рахимов Р. Р., Холиёров А. Т., Тошметов У. Х. Редкометалльно-полиметаллическое оруденение Кошмансайского рудного поля (Восточный Узбекистан) // Руды и металлы. – 2021. – № 4. – С. 60–74.
2. Ежков Ю. Б., Рахимов Р. Р., Рустамжонов Р. Р., Новикова И. В., Холиёров А. Т. Особенности рудно-магматической системы и перспективы мед-



- но-олово-полиметаллического (с золотом) месторождения Ташкерган, Восточный Узбекистан // Руды и металлы. – 2019. – № 3. – С. 52–60.
3. Коржаев В. П., Арапов В. А., Котляревский Л. Н. Особенности строения Каржантауской вулканотектонической кольцевой структуры // Узбекский геологический журнал. – 1974. – № 5. – С. 21–27.
 4. Маракушев А. А., Панеях Н. А., Зотов И. А. Новые представления о происхождении месторождений благородных металлов кварцево-рудной формации // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии, геохимии. – М : ИГЕМ, 2008. – С. 136–139.
 5. Рустамжонов Р. Р., Холиёров А. Т., Хамраев А. Д. Геологическая позиция и вещественный состав руд железо-бор-скарнового месторождения Мингбулак (хребет Коржантау) // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXI Международного симпозиума им. акад. М. А. Усова студентов и молодых учёных, посвящённого 130-летию со дня рождения проф. М. И. Кучина. Том I. – Томск : Изд-во Томского политехнического ун-та, 2017. – 877 с.
 6. Шаякубов Т. Ш., Далимов Т. Н., Арапов В. А. [и др.]. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. – Ташкент, 1988. – 328 с.

References

1. Ezhkov Yu. B., Rakhimov R. R., Kholierov A. T., Toshmetov U. Kh. Redkometall'no-polimetallichesкое orudnenie Koshmansaiskogo rudnogo polya (Vostochnyi Uzbekistan) [Rare metal-polymetallic mineralization of Koshmansay ore field (Eastern Uzbekistan)], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2021, No 4, pp. 60–74. (In Russ.).
2. Ezhkov Yu. B., Rakhimov R. R., Rustamzhonov R. R., Novikova I. V., Kholierov A. T. Osobennosti rudno-magmaticheskoi sistemy i perspektivy medno-olovo-polymetallichesкого (s zolotom) mestorozhdeniya Tashkergan, Vostochnyi Uzbekistan [Features of the ore-magmatic system and prospects of the Tashkergan polymetallic deposit, East Uzbekistan], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2019, No 3, pp. 52–60. (In Russ.).
3. Korzhaev V. P., Arapov V. A., Kotlyarevskii L. N. Osobennosti stroeniya Karzhantauskoi vulkanotektonicheskoi kol'tsevoi struktury [Structural features of the Karzhantau volcanotectonic ring structure], *Uzbekskii geologicheskii zhurnal [Uzbek Geological Journal]*, 1974, No 5, pp. 21–27.
4. Marakushev A. A., Paneyakh N. A., Zotov I. A. Novye predstavleniya o proiskhozhdenii mestorozhdenii blagorodnykh metallov kvartsevo-rudnoi formatsii [New ideas about the origin of deposits of precious metals of the quartz-ore formation], *Problemy geologii rudnykh mestorozhdenii, mineralogii, petrologii, geokhimii [Problems of geology of ore deposits, mineralogy, petrology, geochemistry]*, Moscow, IGEM Publ., 2008, pp. 136–139.
5. Rustamzhonov R. R., Kholierov A. T., Khamraev A. D. Geologicheskaya pozitsiya i veshchestvennyi sostav rud zhelezo-bor-skarnovogo mestorozhdeniya Mingbulak (khrebet Korzhantau) [Geological position and material composition of the ores of the iron-boron-skarn deposit Mingbulak (Korzantau ridge)], *Problemy geologii i osvoeniya neдр: trudy XXI Mezhdunarodnogo simpoziuma im. akad. M. A. Usova studentov i molodykh uchenykh, posvyashchennogo 130-letiyu so dnya rozhdeniya prof. M. I. Kuchina. Tom I [Problems of geology and subsoil development: proceedings of the XXI International Symposium named after M. A. Usov of Students and Young Scientists, dedicated to the 130th anniversary of the birth of Prof. M. I. Kuchin. Tom I]*, Tomsk, Tomsk Polytechnic University Publ., 2017, 877 p.
6. Shayakubov T. Sh., Dalimov T. N., Arapov V. A. [et al.]. Vulkanizm Zapadnogo Tyan'-Shanya [Volcanism of the Western Tien Shan], Tashkent, 1988, 328 p.

Ежков Юрий Борисович (ejkovyuriy@gmail.com)

кандидат геол.-минерал. наук, начальник отдела

Холиёров Анвар Турсинович старший научный сотрудник

Рахимов Рахман Рахимович старший научный сотрудник

Тошметов Убайдулло Хамидуллоевич младший научный сотрудник

ГУ «Институт минеральных ресурсов» Мингеологии РУз, г. Ташкент, Узбекистан



МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ,
ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411:550.8 (575.21)

Месторождение золота Кумтор (Срединный Тянь-Шань, Кыргызстан) и применение трёхмерного моделирования в программе Leapfrog Geo (Seequent) при проведении геологоразведочных работ

Шевкунов А. Г., Корницкий А. И., Башкиров А. П., Айдаркулов Т. Н.

Кумтор Голд Компани, г. Бишкек, Кыргызская Республика

Аннотация. Месторождение Кумтор является одним из крупных золоторудных объектов Тянь-Шаня. Рудные зоны локализованы в породах черносланцевой формации, в амагматичной пологозалегающей структуре. Отличительными особенностями месторождения в ряду золоторудных объектов, локализованных в черносланцевых толщах, являются преобладание руд пирит-(полевошпат)-карбонатного состава и практически полное отсутствие в рудах мышьяка. Кумтор – типичный представитель месторождений орогенного типа.

Использование трёхмерного моделирования геологической структуры месторождения в программе Leapfrog Geo позволяет оперативно корректировать модель при получении новых данных бурения и эксплуатационной разведки, оптимизировать проведение геологоразведочных работ и прогнозировать новые участки для проведения поискового бурения.

Ключевые слова: золото, чёрные сланцы, Кумтор, Срединный Тянь-Шань, 3D-моделирование, Leapfrog Geo.

Для цитирования: Шевкунов А. Г., Корницкий А. И., Башкиров А. П., Айдаркулов Т. Н. Месторождение золота Кумтор (Срединный Тянь-Шань, Кыргызстан) и применение трёхмерного моделирования в программе Leapfrog Geo (Seequent) при проведении геологоразведочных работ. Руды и металлы. 2023. № 2. С. 18–43. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10007.

The Kumtor gold deposit in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan, and the application of 3-D modeling in Seequent's Leapfrog Geo software for the geological exploration

Shevkunov A. G., Kornitsky A. I., Bashkirov A. P., Aidarkulov T. N.

Kumtor Gold Company, Bishkek, Kyrgyz Republic

Annotation. The Kumtor deposit is one of the largest gold deposits in the Tien Shan. The ore zones are localized in rocks of the black shale formation, in an amagmatic gently dipping structure. Distinctive features of the ore deposit in a line of gold objects localized in black shales are the predominance of ores of pyrite-(feldspar)-carbonate composition and the almost complete absence of arsenic in the ores. Kumtor is a typical representative of orogenic type deposits.

The use of 3D modeling of the geological structure of the ore deposit with the Leapfrog Geo software allows one to quickly correct the model when new drilling and operational exploration data are received, to optimize the exploration work, and to forecast new sites for the exploratory drilling.

Keywords: gold, black shale, Kumtor, Middle Tien Shan, 3D modeling, Leapfrog Geo.

For citation: Shevkunov A. G., Kornitsky A. I., Bashkirov A. P., Aidarkulov T. N. The Kumtor gold deposit in the Middle Tien Shan, Kyrgyzstan, and the application of 3-D modeling in Seequent's Leapfrog Geo software for the geological exploration. Ores and metals, 2023, № 2, pp. 18–43. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10007.



Региональная геологическая позиция месторождения. Месторождение Кумтор является одним из крупных золоторудных объектов Тянь-Шаня и находится на территории Кыргызской республики (рис. 1). В региональном плане оно расположено в западной части Сарыджазской тектонической подзоны Акшийрякской геантиклинальной зоны [6] Срединного Тянь-Шаня. Последний с геодинамической точки зрения является сутурой Кыргызско-Казахского континента [38]. В результате многочисленных тектонических событий земная кора территории Срединного Тянь-Шаня испытала интенсивные деформации и сокращения, особенно вдоль выступа к северу Таримской платформы, между 77 и 90° восточной долготы. На схеме тектонического строения (см. рис. 1) хорошо видно, что ширина Срединного Тянь-Шаня на этом участке сократилась относительно всей остальной его западной части более чем в 3,5 раза. Здесь же наблюдается выступ Кыргызско-Казахского континента к югу.

При неоднократных сближениях жёстких массивов должно было происходить сжатие земной коры между ними с образованием пакета надвиговых чешуй и зон сдвигов. Именно поэтому в настоящее время Срединный Тянь-Шань имеет сложную тектоническую структуру, представленную набором многочисленных надвиговых пластин, перекрывающих одна другую и смятых в складки. Основные деформации, которые вызвали образование пакетов надвиговых чешуй, происходили при направлении вектора тангенциального напряжения с юго-юго-востока [38]. Позднекаменноугольно-пермская коллизия дополнительно вызвала формирование системы региональных зон сдвигов [2]. На Восточном Тянь-Шане это система правосторонних сдвигов северо-западной и левосторонних сдвигов субмеридиональной ориентировки. Вышеупомянутые сдвиговые деформации развернули на отдельных интервалах субширотную структуру Тянь-Шаня против часовой стрелки (к северо-востоку). В одном из таких развёрнутых блоков и расположено месторождение Кумтор.

Геология месторождения Кумтор. Месторождение расположено в пределах Срединно-

го Тянь-Шаня, на северо-западном склоне хребта Акшийряк, в 5–7 км южнее линии Николаева (рис. 2). Локализовано месторождение в амагматичной, пологозалегающей (25–55°) тектонической структуре среди толщи филлитов – Кумторской зоне смятия [3, 5, 9, 12]. В процессе проведения геологоразведочных работ (1981–1990 гг.) месторождение изучалось специалистами многих ведущих научно-исследовательских и отраслевых институтов СССР (ЦНИГРИ, ИМГРЭ, ИЛСАН, ФПИ и др.).

Основной структурой Кумторского месторождения является чешуйчато-надвиговой пакет различных структурно-формационных единиц, формировавшийся с допалеозоя до настоящего времени. Такие взгляды на строение территории хребта Акшийряк впервые были высказаны после проведения геолого-съёмочных и геологоразведочных работ [3, 12]. В сводной тектоно-стратиграфической колонке [37] самые древние породы, представленные гнейсами и мраморами архея (?) – нижнего протерозоя, находятся в самом верху разреза. Они по надвигу граничат с метаморфизованными отложениями и интрузивными породами верхнего рифея. Верхнерифейские отложения перекрывают по надвигу венд-нижнепалеозойские осадочно-метаморфические отложения. Последние являются рудовмещающими на месторождении и надвинуты, в свою очередь, на нижнекаменноугольные породы.

Вмещающие золотое оруденение породы месторождения Кумтор представляют собой толщу серых филлитов хлорит-(полевошпат)-кварц-серицитового состава с пачками углистых пород, карбонатно-филлитовых ритмитов и конгломерато-сланцев (диамиктитов). Они принадлежат к джетымтауской серии Срединного Тянь-Шаня, весь объём которой официально отнесён к венду на основании региональных стратиграфических корреляций [17]. Породы джетымтауской серии венда перекрываются черносланцевым горизонтом кембрия–ордовика, который регионально прослеживается вдоль всего Срединного Тянь-Шаня.

Содержание углерода органического происхождения в большинстве (83 %) вышеописанных типов пород определено [3] на уровне

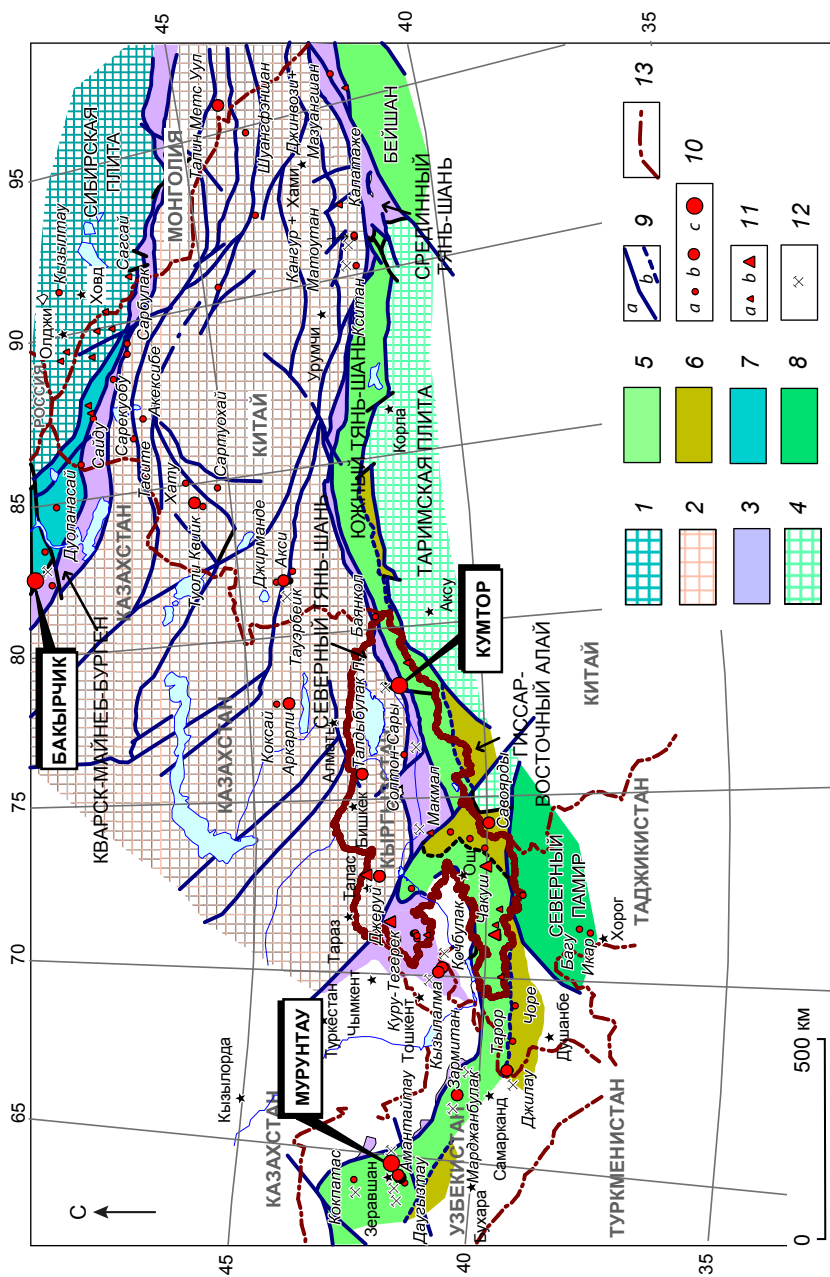


Рис. 1. Схема тектонического строения Центральной Азии с местоположением главных месторождений золота (модифицированная на основе тектонической карты [36]):

1 – Сибирская плита; 2 – Кыргыз-Казахский континент; 3 – сутурные зоны; 4 – Таримская плита; коллизионные пояса PZ₃; 5 – Алай-Кокшаал, Бейшан, 6 – Гиссар-Восточный Алтай, 7 – Южный Алтай; 8 – коллизионный пояс MZ-CZ (Северный Памир); 9 – разломы (α – выявленные, b – предполагаемые); месторождения золота: 10 – мезотермальные (α – средние, b – крупные, c – уникальные), 11 – другие типы (α – средние, b – крупные); 12 – действующие рудники; 13 – государственные границы

Fig. 1. Schematic tectonic map of Central Asia showing location of the main gold deposits (modified after the tectonic map [36]):

1 – Siberian plate; 2 – Kyrgyz-Kazakh continent; 3 – suture zones; 4 – Tarim plate; collision belts PZ₃; 5 – Alai-Kokshaal, Beishan, 6 – Gissar-Eastern Altai, 7 – Southern Altai; 8 – MZ-KZ collision belt (Northern Pamir); 9 – faults (α – identified, b – assumed); gold deposits: 10 – mesothermal (α – medium, b – large, c – unique), 11 – active mines; 13 – state borders

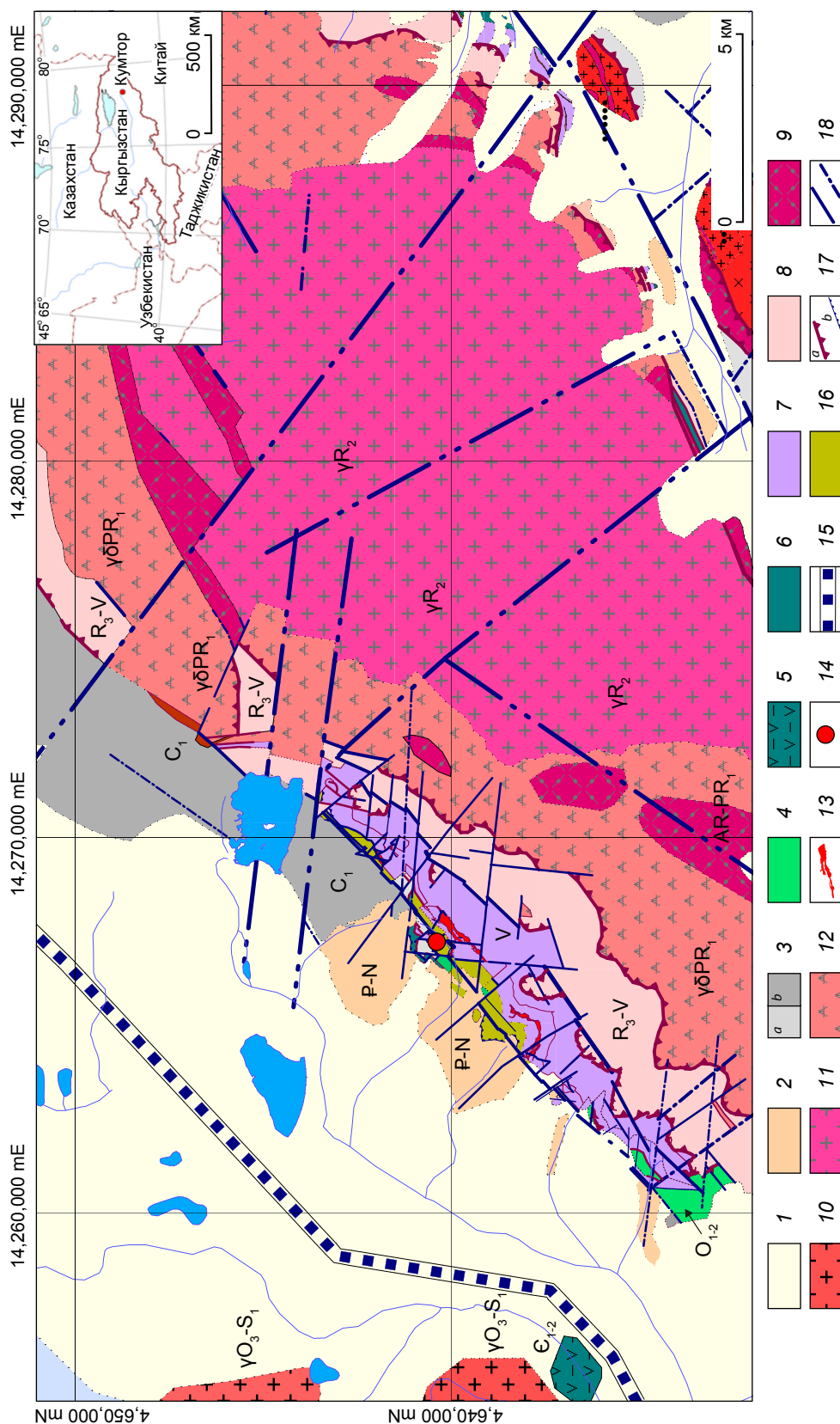


Рис. 2. Схематическая геологическая карта хребта Акширяк и его окрестностей без покрова ледниковых образований:

1 – моренные и аллювиальные отложения, Q; 2 – красноцветные глины, P-N; 3 – известняки (a) и песчаники (b), C₁; 4 – алевролиты, O₁₋₂; 5 – вулканиты, Є (Северный Тянь-Шань); 6 – чёрные кремни, Є-O; 7 – филлиты, диамиктиты дзхетымтауской серии, V; 8 – аркозы, метариолиты, R₃-V; 9 – гнейсы, мраморы, AR-PR₁ (?); 10 – граниты, O₃-S₁ (Северный Тянь-Шань); 11 – граниты, гранодиориты, R₂; 12 – кварцевые диориты, PR₁ (?); 13 – рудоносная зона; 14 – центральная часть месторождения Кумтор; 15 – линия Николаева по границе Северного и Среднего Тянь-Шаня; 16 – зона альпийского тектонического меланжа; 17 – надвиги палеозойские (a) и альпийские (b); 18 – крутопадающие разломы разновозрастные

Fig. 2. Schematic geological map of the Akshiryak ridge and its environs without the cover of glacial formations:

1 – moraine and alluvial deposits Q; 2 – red clays, P-N; 3 – limestones (a) and sandstones (b), C₁; 4 – siltstones, Є (Northern Tien Shan); 5 – black cherts, Є-O; 7 – phyllites, diamictites of the Dzhetymtau series, V; 8 – arkoses, metarhyolites, R₃-V; 9 – gneisses, marbles, AR-PR₁ (?); 10 – granites, O₃-S₁ (Northern Tien Shan); 11 – granites, granodiorites, R₂; 12 – quartz diorites, PR₁ (?); 13 – ore-bearing zone; 14 – central part of the Kumtor deposit; 15 – the Nikolaev Line along the border of the Northern and Middle Tien Shan; 16 – zone of Alpine tectonic mélangé; 17 – thrust faults: (a) Paleozoic and (b) Alpine; 18 – steeply dipping faults of different ages

0,1–1 % (рассеянное углистое вещество). Такие содержания обычно наблюдаются в разнообразных филлитах, диамиктитах, ритмитах и известняках. Около 6 % пород имеют повышенные содержания углерода в пределах 1,5–3 %. И, наконец, третья группа пород имеет высокие содержания $C_{орг.}$ (> 6 %). Эти разности пород представлены углистыми филлитами венда, обычно пиритиносными, углесто-кремнистыми и углесто-глинистыми сланцами кембрия–ордовика с Mo-U-V минерализацией. Углистое вещество во всех рудовмещающих породах представлено в основном антраксолитом. Наибольшие концентрации углистого вещества (до 10–25 %) зафиксированы в зонах разломов по углистым типам пород с интенсивной графитизацией.

В структуре месторождения выделены три латеральных типа разреза венда, сложенных: 1) пестроцветными гематитсодержащими хлоритовыми филлитами; 2) серыми полосчатыми филлитами и пиритиносными углистыми филлитами; 3) псаммитовыми филлитами.

При этом латеральные типы разреза джетымтауской серии и перекрывающих её стратифицированных образований смяты в складки и совмещены в вертикальную тектоно-стратиграфическую последовательность по разновозрастным надвигам, составляя практически весь объём Кумторской зоны смятия. Первый тип разреза слагает подошву, второй – рудоносную зону, третий – висячий бок Кумторской зоны смятия. Во всех типах разреза как своеобразный маркер джетымтауской серии присутствуют диамиктиты (конгломерато-сланцы, тиллоиды) двух уровней – «нижние», в основании разреза, часто залегающие на породах верхнего рифея, и «верхние», завершающие разрез венда (байконурская свита).

Основной надвиг – Кумторский – лежит в подошве Кумторской зоны смятия и представляет собой мощную (более 600 м) пологопадающую зону будинажа и рыхлых тектонических брекчий альпийского возраста. Матрикс брекчий – разнообразные черносланцевые и другого состава рыхлые тектониты и глины трения, содержащие глыбы, тектонические блоки и даже отдельные мощные тектонические че-

шуи разновозрастных пород – от гранитоидов и метавулканитов протерозоя до известняков каменноугольного возраста, а также фрагменты минерализованных зон и метасоматитов с золотом. В основании Кумторского надвига залегают красноцветные мусорные глины и конгломерато-брекчии верхнего палеогена – неогена либо сильно выветрелые («рыжие») песчаники нижнего карбона.

Ближе к основной рудоносной структуре в пределах Кумторского надвига наблюдаются фрагменты тел динамокластитов – реликтовых предрудных тектонических образований, маркирующих палеозойские надвиги. Это линзы и пакеты сильнографитизированных филлитов-филлонитов, насыщенных метаморфогенными карбонат-кварцевыми прожилками и жилами, субсогласными с рассланцеванием пород. Характерны будинаж и флюидальные текстуры. Характер смятия и будинажа прожилков подчёркивает преобладание текучих пластических деформаций на этапе формирования данного типа тектонитов. Обычно на динамокластиты наложены порции слабозолотоносных («отработанных») гидротермальных растворов, вызвавших дополнительную силицификацию и пиритизацию пород – они являются минерализованными зонами. Мощность их достигает первые десятки метров.

Собственно рудные зоны месторождения Кумтор представляют собой чередование интервалов интенсивного прожилкования (штокверков) в разнообразных филлитах с интервалами метасоматически преобразованных филлитов. Штокверки слагают периферийные части рудных тел. Они представлены сгущением прожилков, до образования брекчиевидных текстур, как субсогласных с рассланцеванием, так и секущих по системе трещинного кливажа. Субсогласные прожилки преимущественно карбонат-кварцевого состава, секущие – пирит-кварц-полевошпат-карбонатные и пирит-карбонатные. Последние два вида прожилков обычно являются рудоносными и наложены на карбонат-кварцевые. Метасоматиты слагают ядра рудных тел. Выделяются неполнопроявленные и полнопроявленные разности в зависимости от степени



проработки вмещающих филлитов. Рудные тела преимущественно линзо-, пластообразные, мощностью от первых десятков до 100–150 м, вертикальный размах оруденения по падению до 600–1000 м и более. Текстуры руд – вкрапленные, прожилково-вкрапленные, сетчато-прожилковые, полосчатые, пятнистые, брекчиевые и брекчиевидные (рис. 3).

Совокупности штокверков и тел метасоматитов были объединены после разведки Центрального участка месторождения по промышленным кондициям в несколько рудных тел [12]: Штокверковое, Южное, Северное и Северо-Восточное. Наиболее богатое – Штокверковое – наблюдается в месте структурного слияния обособленных Южного и Северного рудных тел. К настоящему времени в пределах Центрального участка дополнительно разведаны и отрабатываются рудные тела Северный раздвиг (NB) и Южный раздвиг (SB). Первое является продолжением к северо-востоку ранее потерянного Штокверкового рудного тела. Второе выявлено по простиранию рудоносной зоны, в юго-западной части Центрального участка, и сопоставимо по масштабам со Штокверковым. Кроме того, разведаны и частично отработаны промышленные рудоносные зоны на флангах – участки Юго-Западный и Сарытор. Определённые перспективы связываются также с участком Северо-Восточный [37].

На месторождении не существует литологического контроля золотого оруденения – зоны минерализации с золотом и рудные тела задокументированы во всех вышеописанных типах пород. Но состав и степень новообразований, и прежде всего тип метасоматитов, конечно же, напрямую зависят от первичного литологического и петрохимического составов пород. Ниже будут описаны результаты статистической обработки и других действий с петрохимическими данными, полученными в результате анализа выборки композитных проб с участков Центральный, Юго-Западный и Сарытор месторождения Кумтор.

Характеристика композитов проб на основе рассмотрения и сопоставления различных петрохимических модулей (Юдович Я. Э., 1981 г.) в выборке из неизменённых пород сви-

детельствует о том, что большая часть рудо-вмещающих пород месторождения Кумтор первоначально представляла собой относительно однородные глинозёмистые пелитовые слабоизвестковистые осадки, образовавшиеся из гидролизатных продуктов завершающих стадий выветривания [20]. В результате метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма в настоящее время они представляют собой кварц-хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые, серицит-хлоритовые, карбонат-кварц-серицитовые и углистые альбит-кварц-серицитовые филлиты в различных соотношениях как по разрезу, так и по простиранию пород.

На базе валового силикатного анализа (ALS Chemex) 764 композитных проб хвостов керна геологоразведочных скважин из различных минерализованных зон и вмещающих пород месторождения Кумтор был проведён статистический анализ распределения основных пороодо-, рудообразующих компонентов в разных выборках, расчёт баланса привноса/выноса петрогенных компонентов [20], а также проведена оценка некоторых петрохимических пропорций, предложенных Ф. П. Биерлайном с соавторами [24] для определения степени гидротермальных изменений вмещающих пород на золоторудных месторождениях, локализованных в метатурбидитах: индексы насыщения $3K/Al$ и $CO_2 / (Mg + Fe + Ca)$, индекс геохимических изменений $(K_2O + CO_2) / (K_2O + CO_2 + Na_2O + Al_2O_3)$. Такие пропорции являются часто более информативными, чем абсолютные концентрации оксидов, так как содержания в пробах K_2O , Na_2O и других оксидов зависят от типа пород.

По вещественному составу среди рудоносных метасоматитов месторождения Кумтор ранее были выделены [3, 5, 9, 12] следующие основные их разновидности: альбитовые, калишпатовые и карбонатные. Причём по стадийности минералообразования альбитовые метасоматиты были отнесены к наиболее ранним, а карбонатные метасоматиты вообще не вписывались в схему кислотно-щелочного метасоматоза. Нами после проведения детальных петрографических, петрохимических и минералогических исследований предлагается

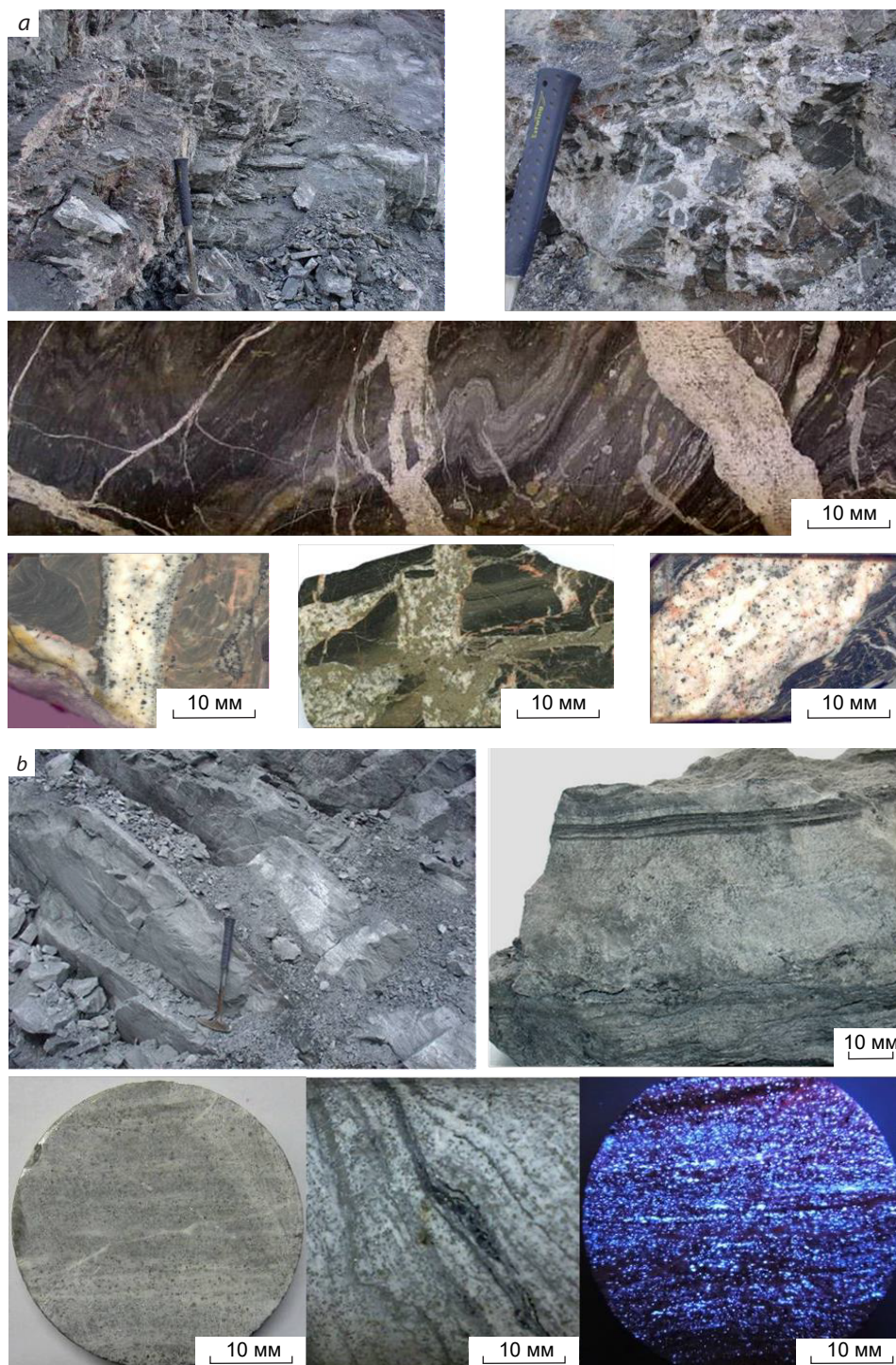


Рис. 3. Разновидности рудоносных метасоматитов месторождения Кумтор:

a – рудоносные штокверки пирит-карбонатных прожилков и брекчиевидные тела (вверху – в обнажениях; ниже – фрагмент фото керна и аншлифы); *b* – полосчатые рудоносные пирит-карбонатные метасоматиты (на фото справа внизу – то же, в УФ-лучах (светло-голубой – шеелит, розовый – манганокальцит)); *c* – аншлифы карбонат-калишпат-кварцевых метасоматитов с обломками серицитолитов по филлитам, вкрапленностью пирита и гнездами гематита; *d* – массивная рудоносная брекчия пирит-шеелит-карбонат-альбитового состава (на нижнем фото – то же, в УФ-лучах (светло-голубой – шеелит))

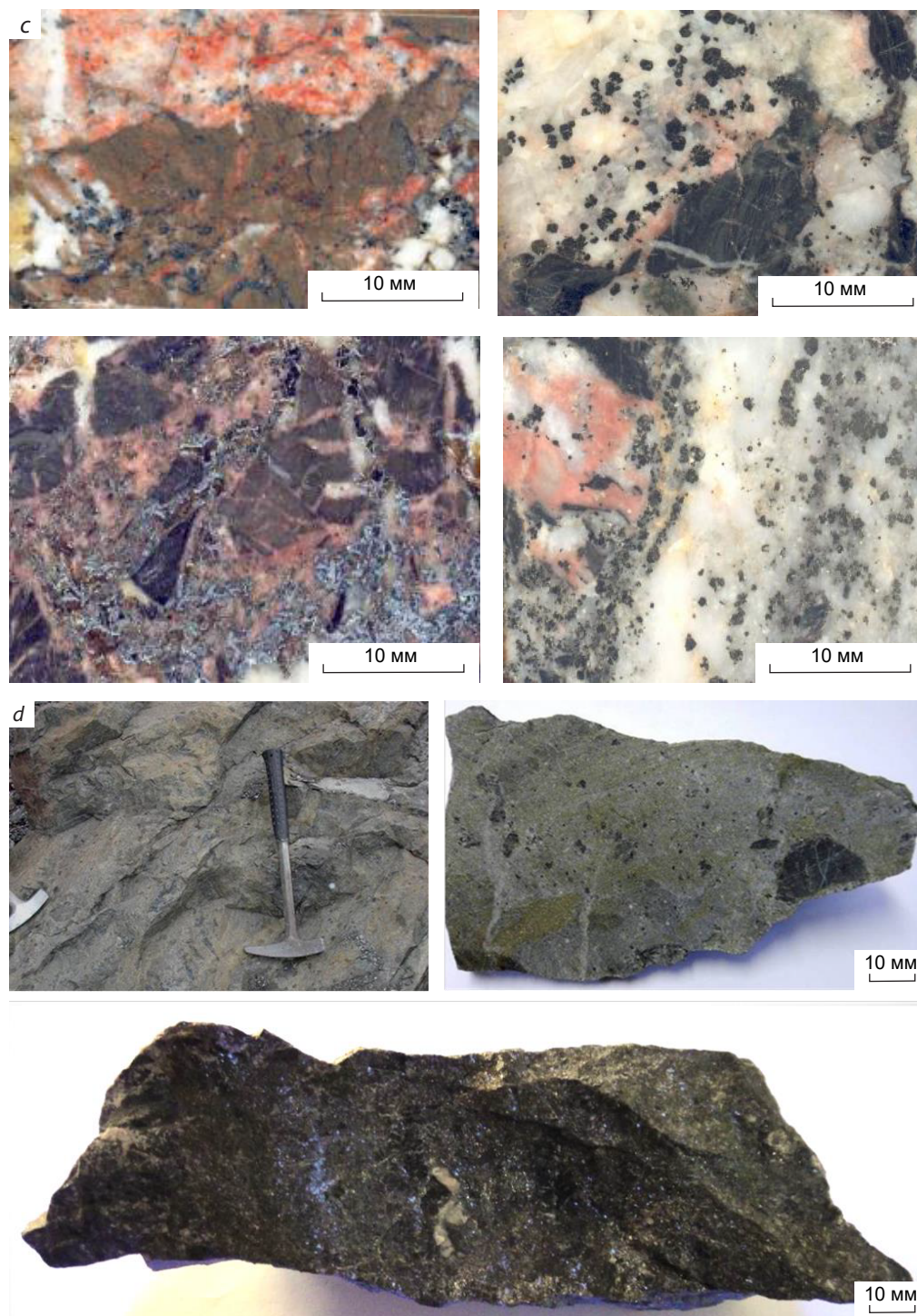


Fig. 3. Varieties of ore-bearing metasomatites of the Kumtor deposit:

a – ore-bearing stockworks of pyrite-carbonate veinlets and brecciated bodies (on the top, in outcrops; on the bottom, a fragment of a borehole core photo and polished sections); *b* – banded ore-bearing pyrite-carbonate metasomatites (in the photo on the right bottom: the same, in UV rays (light blue is scheelite, pink is mangano-calcite)); *c* – polished sections of carbonate–potassium feldspar–quartz metasomatites with fragments of sericitolites after phyllites, pyrite dissemination, and hematite nests; *d* – massive ore-bearing breccia of pyrite-scheelite-carbonate-albite composition (in the bottom photo: the same, in UV rays (light blue is scheelite))

несколько иная схема преобразования вмещающих пород, последовательности минерало- и рудообразования на месторождении [19, 20]. Ниже по совокупности данных сформулированы основные выводы о петрохимической модели формирования месторождения:

- во всех минерализованных зонах однозначно наблюдается привнос таких петрохимических компонентов, как CaO, MnO, SrO, CO₂, CO, S_{tot.} (в составе COS или SO₂); они образуют основной состав исходного, существенно углекислотного, флюида, имеют глубинный источник, высокую первоначальную температуру (порядка 500–600 °С) и являются впоследствии основными петрохимическими компонентами руд; исходный флюид также содержал некоторое количество K₂O;

- в процессе внедрения в рудообразующую структуру произошли локальные прогревы и взаимодействие исходного флюида с компонентами исходных пород (филлитов); следствием этого на начальном этапе являются дегидратация и разложение породообразующих серицита и хлоритов, образование серицитолитов и кварц-калишпатовых метасоматитов; одновременно рудообразующий флюид обогащается водой и такими компонентами, как K₂O (из состава хлоритов), Na₂O, SiO₂, MgO, BaO, а также освободившимися Fe²⁺ и Fe³⁺; серицитолиты являются надёжным свидетельством прошедшего процесса преобразования исходных пород;

- образовавшиеся первичные серицитолиты и кварц-калишпатовые метасоматиты не являются золотоносными; практически во всех кварц-калишпатовых метасоматитах наблюдается в той или иной мере привнос карбонатных компонентов (CaO, MnO, C_{tot.}), поэтому правильнее говорить о карбонат-кварц-калишпатовых рудных метасоматитах;

- в дальнейшем при эволюции рудообразующего процесса (понижении температуры) из таких компонентов преобразовавшегося флюида, как Na₂O, K₂O, SiO₂ и Al₂O₃, в локальных зонах происходит образование метасоматитов преимущественно альбитового состава; они часто развиваются по ранним кварц-калишпатовым, при этом происходит замещение пер-

вичного калишпата альбитом с переходом освободившегося K₂O снова в рудообразующий флюид; процесс альбитизации калиевого шпата довольно широко развит на месторождении;

- образовавшиеся альбитовые метасоматиты также не являются золотоносными; практически во всех альбитовых метасоматитах, за редким исключением, зафиксирован привнос карбонатных компонентов (CaO, MnO, C_{tot.}); правильнее говорить о карбонат-альбитовых рудных метасоматитах;

- каждая стадия образования полевошпатовых метасоматитов завершается подстадией карбонатообразования; среди кварц-калишпатовых метасоматитов развиты гнёзда и штокверки существенно доломитового состава, а в альбитовых метасоматитах преимущественно развиты анкерит и кальцит;

- существенно карбонатные метасоматиты развиваются как по калишпатовым метасоматитам, так и по альбитовым, более поздним; анкерит и кальцит корродируют и замещают все ранее новообразованные минеральные ассоциации; для них типичны флюидално-полосчатые милонитовые текстуры;

- из таких «заимствованных» из исходных пород компонентов рудообразующего флюида, как MgO, BaO, H₂O, Fe²⁺ и Fe³⁺, и первично содержащихся в нём CaO, CO₂, CO, SO₂ (COS?), MnO, SrO происходит стадийно-пульсационное, при изменении физико-химических параметров среды [28], новообразование большинства рудообразующих и рудных минералов – манганокальцита, анкерита, доломита, сидерита, пирита, гематита, барита, баритоцелестина;

- из рудных тел, представленных полнопроявленными метасоматитами, в конечном итоге происходит вынос большей части таких компонентов, как SiO₂, Al₂O₃, TiO₂ и OH;

- остаточные флюиды с кремнезёмом обычно выносятся из зон основного предрудного метасоматоза и образуют существенно кварцевые метасоматиты в подошве рудокалишпатовой структуры; они характеризуются повышенными содержаниями C_{org.}, Cr₂O₃, небольшой долей полевых шпатов, железистых карбонатов; мощные тела таких полнопроявленных



метасоматитов содержат небольшое количество золота;

- если исключить структурный фактор, сильно влияющий на рудообразование, исходный петрохимический состав рудовмещающих пород также имеет значение, с чем связаны вариации набора метасоматитов на разных участках; в этих случаях происходит нарушение вышеописанной схемы рудообразующего процесса или разные отклонения от неё.

По результатам количественного рентгенофазового анализа (QXRD) 35 проб одной из скважин, пересекающей всю рудоносную структуру Южного раздува, и петрографических исследований были установлены некоторые закономерности изменения минерального состава в направлении от висячего бока к подошве рудоносной зоны [22]. Неизменённые породы висячего бока представлены псаммитовыми филлитами альбит-доломит-хлорит-кварц-серицитового состава в разных вариациях этих основных минеральных компонентов. Содержания калиевого полевого шпата в неизменённых филлитах не превышают 1 %. Оказалось, что по количественному содержанию альбита неизменённые филлиты практически не отличаются от пород рудоносной зоны. Первичный «породный» альбит пропускается при петрографических исследованиях из-за мелких размеров зёрен в сростках с кварцем.

Ближе к рудной зоне среди филлитов висячего бока появляются интервалы пиритизации филлитов с убогими содержаниями золота, потом интервалы карбонатизации (анкерит + сидерит) с пиритом и содержаниями золота более 1 г/т, и, далее, альбит-пиритовые обособления в виде маломощных линз метасоматитов и скоплений прожилков. Начало основной рудной зоны по изученному пересечению характеризуется резким увеличением содержания калиевого полевого шпата (микроклина), появлением (на фоне альбита, железистого доломита/анкерита и пирита) заметных количеств кальцита и барита. Внутри рудной зоны и ближе к подошве встречаются интервалы пирит-карбонат-альбитовых метасоматитов с преобладанием в их составе альбита. На таких участках калиевого шпата прак-

тически нет. Ближе к подошве в рудоносных породах уменьшается содержание кальцита, возрастает содержание сидерита, в подошве отмечается резкое увеличение содержания кварца. Заканчивается этот разрез карбонатизированной кварц-полевошпатовой породой (метавулканиты R_3) с порфиробластами альбита и калишпата. Полевые шпаты здесь, в отличие от рудоносной зоны, сильно серицитизированы, а альбит калишпатизирован.

Подобная картина изменения минерального состава пород и руд по разрезу подтверждает описанные выводы относительно петрохимической модели месторождения. Как видно из всего вышесказанного, месторождение Кумтор не вписывается в рамки существующих традиционных схем рудообразования и метасоматоза, что позволило ранее выделить кумторский тип золотого оруденения [12].

Минералого-геохимические особенности месторождения. Массовые определения рудных и нерудных минералов проведены визуально-оптическими методами с помощью микроскопа Nikon eclipse (LV 100 POL), оснащённого цифровой камерой DS-Fi1, в шлифах, полированных шлифах и аншлифах. Кроме того, использованы результаты количественного рентгенофазового минералогического анализа (QXRD) 35 образцов, SEM BSE рентгеновские карты-имиджи распределения ряда порообразующих элементов и микроэлементов в отдельных образцах из метасоматитов и руд месторождения Кумтор, выполненные в лаборатории McKnigh Mineralogy (университет Балларат, Австралия), а также результаты микронзондовых анализов ($n = 165$) микровключений в рудах, произведённых на растровом электронном микроскопе JSM-5300 JEOL в лаборатории рудных месторождений ИГЕМ (г. Москва) и на растровом электронном микроскопе JXA-8800 R/RL JEOL в Институте геологии АН Узбекистана (г. Ташкент). Разные типы пирита, пирротин и некоторые рудные минералы (сфалерит, калаверит, халькопирит, тетраэдрит) были проанализированы в семи образцах из вмещающих пород и в двух – из руд месторождения Кумтор методом LA-ICP-MS на 30 элементов (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu,

Zn, As, Se, Zr, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Ba, La, W, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th, U, Fe, S) в Центре по изучению генезиса рудных месторождений (CODES) Тасманийского Университета (г. Хобарт, Тасмания, Австралия). Всего выполнено 192 анализа зёрен пирита и семь – пирротина.

По совокупности предыдущих работ [1, 3, 5, 12, 18, 28] и настоящих исследований было установлено около 100 минералов в рудах и вмещающих породах месторождения Кумтор. Основные рудные минералы – пирит, гематит, шеелит, второстепенные – халькопирит, сфалерит, самородное золото, теллуриды, блёклые руды (тетраэдрит, теннантит), галенит, висмутин, тетрадимит, самородное Ag и др. Нерудные минералы руд – карбонаты (анкерит, доломит, кальцит, сидерит), КППШ (микроклин), альбит, кварц, серицит, целестинобарит, антракосолит-графит. Главный добываемый компонент руд – золото, средние содержания которого в рядовых рудах 2–10 г/т, а в богатых достигают десятков г/т. Серебро – попутно извлекаемый элемент. Потенциальный интерес представляют W, Te и S.

Пирит – самый распространённый на месторождении рудный минерал. Его содержание в рудах колеблется, по разным оценкам, от 7–10 до 10–20 %. Наблюдается большое разнообразие его генераций и кристалломорфологических разновидностей (кубы, октаэдры, пентагон-додекаэдры, губчатые выделения), позволяющих восстановить в совокупности с приуроченными к нему микропарагенезисами других рудных минералов картину рудообразующего процесса. На долю пирита, по данным минерального баланса и исследований технологических проб, приходится до 80 % золота, 56 % серебра и 70 % теллура [1, 12, 18]. Кроме «рудного» пирита, на месторождении широко проявлена колчеданная пиритовая минерализация, не имеющая самостоятельного промышленного значения [3, 12].

На месторождении Кумтор выделяются три главных генетических типа пирита [3, 21]: осадочно-диагенетический (Py1), метаморфический (Py2) и гидротермальный (Py3). В каждом типе пирита выделяется несколько морфогенетических разновидностей. Осадочно-диаге-

нетический пирит подразделяется на фрамбоидальный, обломковидный крипто-, микро- и мелкозернистый, слоистый и конкреционный мелкозернистый. Нередко встречаются тесные сростания этих разновидностей, поэтому выделены также переходные разновидности – обломковидный мелкозернистый пирит с фрамбоидами, и фрамбоидальный, частично перекристаллизованный при метаморфизме. Все эти разновидности пирита сформировались до стадии метаморфической пирротинизации, которая наблюдается исключительно в породах висячего бока, вне рудоносной зоны. С пирритом ассоциируют порфириновые эвгедральные кристаллы метаморфического пирита. Среди «рудного» пирита, с которым связано золото, выделены сильно корродированные зёрна, эвгедральные кристаллы, дырчатые эвгедральные кристаллы, субгедральные зёрна. Каждая из вышеупомянутых разновидностей пирита и пирротин характеризуются своими геохимическими особенностями, которые описаны детально в работе [21].

С начала геологоразведочных работ по настоящее время усилиями многих исследователей в рудах месторождения Кумтор достоверно определены разными методами (с подтверждением состава микроразнообразиями) следующие минералы, содержащие золото [1, 11]: самородное золото (с пробностью 920–986 и 704–876 ‰); интерметаллиды Au-Ag – электрум (600–700 ‰), кюстелит (400–600 ‰), «белёное золото» (< 400 ‰); теллуриды – калаверит (AuTe₂), сальванит (AuAgTe₄), петцит (Ag₃AuTe₂), креннерит ((Au,Ag)₂Te₄), мутманнит ((Ag,Au)Te), монтбрейит ((Au₂Te₃)Au₂(Te,Sb)₃), безсмертновит (Au₄Cu(Te,Pb)). На долю теллуридов Au-Ag в рудах месторождения Кумтор приходится около 50 % всего золота [1], а остальные 50 % связаны с самородным золотом и интерметаллидами Au-Ag. До 90 % всех золотосодержащих минералов и минеральных ассоциаций так или иначе связаны с «рудным» пирритом [12, 18]. Средние содержания золота в «рудных» пиритах колеблются от 0,05 до 280 г/т.

Среди самородного золота преобладает высокопробное (920–986 ‰). Основная его

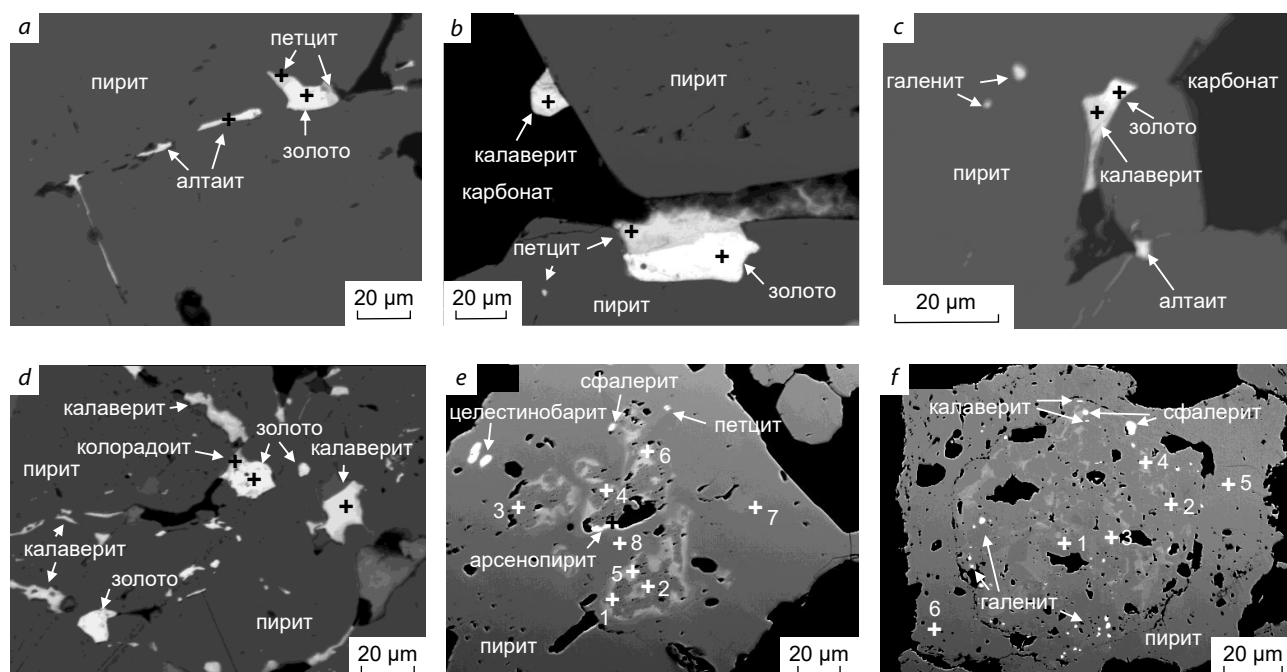


Рис. 4. Изображение в отражённых электронах отдельных микрофрагментов из пирит-полевошпат-карбонатных руд с золото-теллурид-сульфидной ассоциацией по результатам минераграфических и микрозондовых (+) исследований. Месторождение Кумтор, Центральный участок, рудное тело Южный раздвиг:

a – пирит-калишпат-карбонатный метасоматит, обр. 112728, скважина D1127 (504,1 м); *b* – пирит-альбит-калишпат-карбонатный метасоматит, обр. 91920, скважина D919 (273,6 м); *c* – кварц-карбонатный метасоматит, обр. 1032-270, скважина D1032 (270 м); *d* – пирит-альбит-калишпат-карбонатный метасоматит, обр. 919-242, скважина D919 (242,2 м); Штокверковое рудное тело: скважина D670 (120,4 м) – *e* (обр. 67027/1; 1, 4, 5, 6 – мышьяковистый пирит (As = 3,1–4,7 вес. %), 2 – слабмышьяковистый пирит (As = 0,16 вес. %), 3, 7, 8 – пирит «без мышьяка»); *f* – обр. 67027/2; 3, 4 – мышьяковистый пирит (As = 1,6–2,9 вес. %), 1, 2, 5 – слабмышьяковистый пирит (As = 0,07–0,54 вес. %), 6 – пирит «без мышьяка»)

Fig. 4. Back-scattered electron image of individual microfragments of the pyrite-feldspar-carbonate ores with the gold-telluride-sulfide assemblage, according to the mineralogical and microprobe (+) investigations. Kumtor deposit, Central site, Southern Swell ore body:

a – pyrite–potassium feldspar–carbonate metasomatite, Sample 112728, Borehole D1127 (504.1 m); *b* – pyrite–albite–potassium feldspar–carbonate metasomatite, Sample 91920, Borehole D919 (273.6 m); *c* – quartz–carbonate metasomatite, Sample 1032-270, Borehole D1032 (270 m); *d* – pyrite–albite–potassium feldspar–carbonate metasomatite, Sample 919-242, Borehole D919 (242.2 m); Stockwork ore body, Borehole D670 (120.4 m): *e* – Sample 67027/1: 1, 4, 5, 6 – arsenic pyrite (As = 3.1–4.7 wt %), 2 – low-arsenic pyrite (As = 0.16 wt %), 3, 7, 8 – "arsenic-free" pyrite; *f* – Sample 67027/2: 3, 4 – arsenic pyrite (As = 1.6–2.9 wt %), 1, 2, 5 – low-arsenic pyrite (As = 0.07–0.54 wt %), 6 – "arsenic-free" pyrite

примесь – Ag (2,1–8,3 вес. %); другие элементы-примеси (Te, Sb, Se, Cu) дают в сумме не более 1 вес. %. Золото наблюдается в виде микронных (1–50 мкм) округлых и кристаллических выделений внутри зёрен «рудного» пирита, на гранях кристаллов пирита и в виде пластинчатых выделений по микротрещи-

нам в нём (рис. 4). Кроме того, высокопробное золото отмечается в карбонатном матрикс рудных брекчий – в виде скоплений микронных кристаллов и интерстиций среди зёрен Mn-Fe-карбонатов (Mn-Fe-доломита, анкерита, сидерита, Mn-Fe-кальцита). В ассоциации с ним чаще всего встречаются калаверит и

теллуриды Au-Ag (петцит, креннерит), теллурид Pb (алтаит), халькопирит, блёклые руды (Zn-тетраэдрит), реже галенит, сфалерит, теллуриды Ni (мелонит) и Hg (колорадоит), тетрадимит, висмутин, гематит, шеелит. Все вышперечисленные рудные минералы также образуют, чаще всего, микронные выделения.

Низкопробное золото (704–876 ‰) встречается реже, в виде микронных зёрен (10–50 мкм) на гранях кристаллов пирита, в микротрещинах по нему и кавернах. Обычно оно отмечается в ассоциации с целестинобаритом, теллуридами Ni (мелонитом) и Sb (теллурантимоном). Это золото ртутистое (0,12–5,28 вес. % Hg); другими элементами-примесями являются Ag (4,6–11,7 вес. %), Cu (до 8,6 вес. %), Sb (до 1,1 вес. %), Te (до 4,2 вес. %), Pb (до 2 вес. %), Zn (до 1,2 вес. %). Ещё реже встречаются микронные выделения интерметаллидов Au-Ag (< 700 ‰).

Часто при высоких содержаниях золота в пирит-карбонатных метасоматитах не наблюдается видимого самородного золота и теллуридов золота. Возможно, это золото находится в виде субмикронных и наночастиц в составе более низкотемпературных разновидностей «рудного» пирита. Некоторые изображения SEM BSE и фрагменты рентгеновских карт (McKnight Mineralogy, 2008) показывают наличие микронных включений теллуридов Au и Ag, а также тонкораспылённых микро-, наночастиц Au, Ag и Mn в зёрнах «рудного» пирита месторождения Кумтор. Подобное тонкораспылённое в мышьяковистых пиритах золото было обнаружено и изучено в образцах руд месторождения Карлин [35]. Представлено оно там наночастицами Au⁰ и наночастицами Au⁺¹.

Вольфрам наряду с теллуридом и серебром является типоморфным элементом золотых руд месторождения Кумтор [3, 12, 15, 29]. Он образует широкий и устойчивый ореол, выходящий за контуры золоторудных тел. Содержания WO₃ в пробах из руд колеблются от 0,005 до 1 %, составляя чаще всего в рядовых рудах (данные технологических испытаний) 0,027–0,11 % [12]. В Штокверковой и Южной рудных зонах содержания WO₃ достигали местами 0,2–0,5 %, что позволило при разведке место-

рождения выделить отдельные тела бедных вольфрамовых руд [18].

Основной минерал вольфрама в рудах – тонкозернистый шеелит; редко встречается вольфрамит и, по результатам рационального химического анализа, предполагается присутствие сульфида вольфрама – тунгстенита. Шеелит встречается в составе прожилков, а также в виде густой вкрапленности в телах метасоматитов [15]. Он образует скопления отдельных светло-серых изометрических выделений от мельчайших (0,01–0,05 мм) до 1–2 мм, реже идиоморфные кристаллы медово-коричневого цвета размером до 0,5–0,7 см. Состав шеелит-содержащих прожилков различен: от пирит-кварц-полевошпат-карбонатных до шеелит-карбонатных и моношеелитовых. Реже шеелит концентрируется в полевошпат-карбонатных жилах, образующих секущие линзующиеся тела мощностью от 0,2 до 1–2 м. Здесь он тяготеет к одному из контактов жил, образуя скопления вкрапленности в виде струйчатых полосчатых выделений, параллельных контакту жил.

Шеелиты месторождения Кумтор характеризуются высокими содержаниями стронция (Sr > 1 %). По набору основных элементов-примесей, входящих изоморфно в матрицу шеелита (Mo, Mn, Sc, Y, Yb), шеелиты месторождения Кумтор разделяются на три группы, отождествляемые с разными генерациями: шеелит-I отличается повышенными содержаниями Mo и зеленовато-жёлтой люминесценцией (единичные зёрна); шеелит-II (самая многочисленная группа) характеризуется голубой люминесценцией, полным набором вышеуказанных элементов-примесей и большими вариациями их содержаний; шеелит-III имеет голубую люминесценцию и повышенные содержания Y и Yb (+ РЗЭ иттриевой группы?). По спектрам фото- и рентгенолюминесценции на месторождении Кумтор выделяются, как минимум, две разновидности шеелитов: с явно выраженными пиками Dy³⁺, Tb³⁺, Er³⁺, Eu³⁺, Pr³⁺ и Sm³⁺; с отдельными маловыразительными всплесками Dy³⁺ и Pr³⁺.

Наибольшие концентрации шеелита связаны с телами пирит-карбонатных метасоматитов. Это полосчатые белые, существенно



карбонатные тела с вкрапленностью шеелита по полосчатости (см. рис. 3, *b*) в Южной рудной зоне, и массивные серые карбонат-альбитовые разности с равномерной тонкой вкрапленностью пирита и шеелита (см. рис. 3, *d*) – в Северной рудной зоне. Мощность их составляет от 0,5–5 до 10 м и более. Тела либо ограничены с обеих сторон тектоническими зонами смятия, либо постепенно переходят во вмещающие их углистые карбонатные филлиты и часто смяты вместе с ними в складки.

Ореолы вольфрама развиты гораздо шире ореолов золота [1, 18]; они наблюдаются в осевой зоне, кровле и подошве рудоносной структуры. В рудных телах относительно простого состава (участки Юго-Западный, Сарытор) вольфрам имеет существенную положительную корреляцию с Au, Te, Hg. В рудоносных блоках Центрального участка, с чередованием или наложением разных типов метасоматитов, корреляция W с Au и другими элементами ослабевает, становится незначимой. С глубиной ширина ореолов W увеличивается. Наибольшими средними содержаниями W характеризуются пирит-карбонатные и пирит-альбит-карбонатные тела (соответственно 260 и 118 г/т); в пирит-карбонат-калишпатовых и пирит-карбонат-альбитовых разностях они равны 72 и 23 г/т [12].

Золото-вольфрам-сульфидные «залежи» сопровождаются также контрастными эндогенными ореолами Hg, Sb, Sr, Ag, Ba, Cu, Pb, Zn и других элементов. Морфология ореолов всех сопутствующих элементов в целом согласуется с формой и условиями залегания рудоносных «залежей». Контуры ореолов Au и Te повторяют друг друга. По предварительным данным, на верхних и средних горизонтах преобладают ореолы Hg, Sr и Ba. По падению рудоносной зоны, с глубиной, их интенсивность снижается, а вот концентрации Ag и Sb нарастают. Слабые ореолы Pb характерны только для осевой части рудной зоны, где проявлены пирит-карбонатные метасоматиты. As, Cu и Zn характеризуются чаще всего ореолами выноса из рудной зоны, образуя слабо-контрастные аномальные ореолы в висячем и лежащем боках рудоносной зоны. Геохимиче-

ская зональность контрастная, дифференцированная, но чаще всего сильно искажённая процессами альпийской тектоники (надвигами, сдвигами).

В рудных зонах золото имеет существенную положительную корреляцию с Te, Ag, Cu, Hg, Sb, As, Sr и Zn, и слабую – с Bi, Pb, W. Корневой геохимической ассоциацией руд является группа элементов Au + Te + Hg + Ag + W, при содержаниях золота 1–10 (до 320) г/т, теллура 1–20 (до 250) г/т, ртути 0,1–6 г/т, серебра 1–5 (до 40) г/т, вольфрама 0,005–0,1 %. Все эти элементы образуют собственные минеральные формы и микропримеси в других минералах. Мышьяк на месторождении не образует значимых концентраций (< 50 г/т) и присутствует в рудах лишь в составе блёклых руд (теннантит, тетраэдрит), а также в виде примеси в некоторых разновидностях пирита. Очень редко наблюдаются микровключения арсенопирита в ассоциации с мышьяковистым пиритом (см. рис. 4).

Во всех типах руд золото доминирует над серебром – отношение Au/Ag колеблется от 2 : 1 до 7 : 1 и более. Теллур в рудах, наоборот, доминирует над золотом. Средние значения отношения Te/Au уменьшаются в направлении от минерализованных зон к богатым рудам (8,6 → 4,2 → 3,3 → 2,2). Полимодальное распределение значений отношения Te/Au связано с присутствием в рудах кроме теллуридов Au-Ag теллуридов других металлов (Pb, Bi, Ni, Sb, Hg) и вариацией их количества. Отношение Te/Se колеблется на месторождении в пределах от 1 : 10 до 90 : 1. Во вмещающих породах это отношение стабильно < 1. В рудах значения отношения стабильно > 1 (в среднем 10 : 1 – 20 : 1). Селениды (клаусталит, берцелианит) в рудах наблюдаются очень редко и определены пока лишь оптическими методами [12].

По геохимическим признакам на месторождении намечается выделение на настоящее время двух основных природных типов руд (условно): висмутового и сурьмяно-свинцово-стронциевого. Для первого отношение Sb/Bi менее 1 : 1 (до 1 : 10) при содержаниях висмута до 26 г/т, для второго от 10 : 1 до 30 : 1. В богатых рудах часто отмечается со-

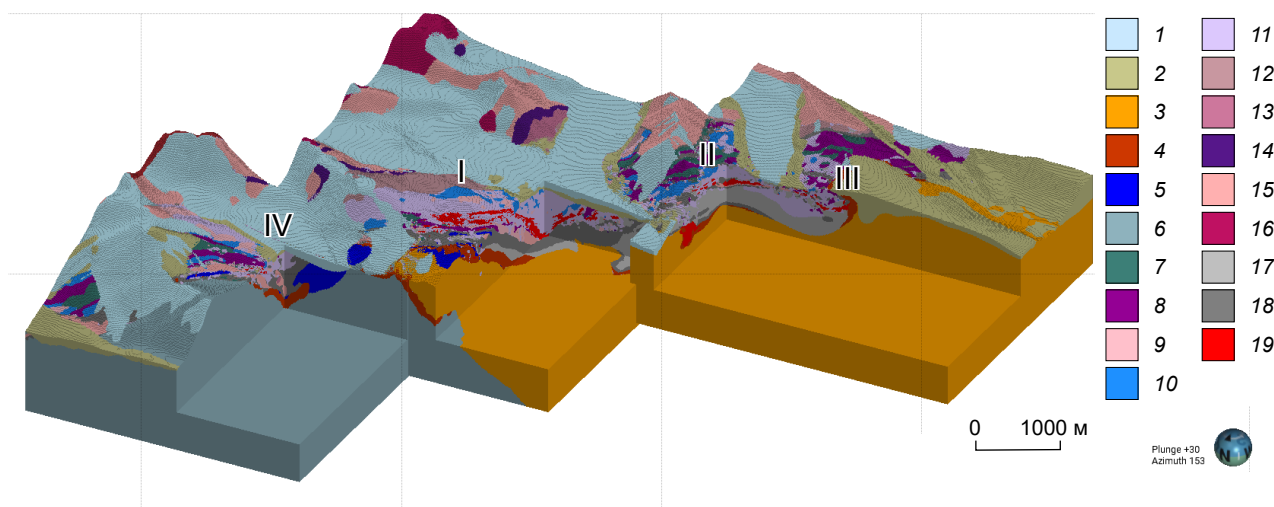


Рис. 5. Геологическая 3D-модель Кумторского рудного поля с участками Центральный (I), Юго-Западный (II), Сарытор (III) и Северо-Восточный (IV):

1 – ледники; 2 – моренные отложения; 3 – палеоген-неогеновые мусорные глины и конглобрекции; 4 – породы зоны окисления; 5 – известняки карбона; 6 – песчаники карбона; 7 – лидиты, углистые сланцы кембрия–ордовика; 8 – диамиктиты верхние; 9 – углистые филлиты венда; 10 – карбонатные филлиты-ритмиты венда; 11 – полосчатые филлиты венда; 12 – терригенные ритмиты; 13 – пестроцветные филлиты венда; 14 – диамиктиты нижние; 15 – комплекс пород верхнего рифея – риолиты, аркозы; 16 – гранитоиды сарыджазского комплекса; 17 – тектониты; 18 – тектонические брекчии; 19 – рудоносные зоны

Fig. 5. Geological 3D model of the Kumtor ore field with the Central (I), Southwestern (II), Sarytor (III), and North-eastern (IV) sites:

1 – glaciers; 2 – moraine deposits; 3 – Paleogene-Neogene “rubbish-dump” clays and conglobreccias; 4 – rocks of the oxidation zone; 5 – Carboniferous limestones; 6 – Carboniferous sandstones; 7 – lydites, Cambrian–Ordovician carbonaceous shales; 8 – upper diamictites; 9 – Vendian carbonaceous phyllites; 10 – Vendian carbonate phyllite rhythmities; 11 – Vendian banded phyllites; 12 – terrigenous rhythmities; 13 – varicolored Vendian phyllites; 14 – lower diamictites; 15 – Upper Riphean rock complex: rhyolites, arkoses; 16 – granitoids of the Sarydzhas complex; 17 – tectonites; 18 – tectonic breccias; 19 – ore-bearing zones

вмещение обоих типов, но при значительном преобладании сурьмяно-свинцово-стронциевого; на Центральном участке последний абсолютно преобладает. Висмутовый тип наблюдается на некоторых фланговых участках месторождения (Юго-Запад – Сарытор), где развиты преимущественно пирит-карбонат-кварц-альбитовые метасоматиты.

Моделирование месторождения в среде Leapfrog Geo. В процессе проведения геологоразведочного бурения и эксплуатационных работ на руднике Кумтор в последние годы были получены дополнительные интересные данные, которые позволили уточнить ряд вопросов, касающихся геологии и тектонической структуры месторождения. По совокупности всех

имеющихся материалов была сформирована рабочая геологическая модель месторождения (рис. 5) в среде программного обеспечения для имплицитного моделирования Leapfrog Geo (Seequent).

Использование возможностей трёхмерного моделирования программы Leapfrog Geo при проведении работ на месторождении Кумтор позволяет обрабатывать весь спектр баз данных, полученных за многие годы при изучении месторождения и пополняемых в настоящее время в процессе геологоразведочных и эксплуатационных работ. Сопоставление различных индуцированных в одной среде трёхмерных моделей, таких как геологическая, геолого-структурная, моделей метасоматической,



минералогической и геохимической зональностей, моделей геотехнической и извлечения золота позволяют оперативно корректировать проведение геологоразведочных и эксплуатационных работ, делать корректные выводы по вопросам генезиса и истории формирования структуры месторождения, прогнозировать участки для проведения поисковых работ. Отдельные модули программы позволяют оперативно оценить потенциальные ресурсы вновь выявленных зон минерализации и участков, оптимизировать проектирование и проведение разведочного бурения в перспективных зонах.

Кроме геологической модели, на основе имеющихся баз данных также сгенерированы структурная модель месторождения, модель метасоматитов, геохимических ореолов элементов-спутников золотого оруденения и модель извлечения золота в контурах рудных тел. Эти модели постоянно совершенствуются и корректируются по мере поступления новых данных геологоразведочного бурения и результатов анализов в полуавтоматическом режиме.

Геолого-структурное моделирование в среде Leapfrog Geo, на основе базы данных структурных замеров элементов залегания пород с поверхности, по уступам карьеров и в скважинах с ориентированным керном подтверждает приуроченность рудоносной структуры месторождения к зоне смятия пород. Основная рудоносная зона расположена в системе надвигов, приуроченных к лежащему крылу сложной антиформной структуры, на переходе её в висячее крыло сильно сжатой синформы (рис. 6). Основными разрывными структурами, выделенными при моделировании месторождения, являются Нижний Кумторский, Чёрный и Верхний Кумторский надвиги, разлом Лысый и Сарыторский надвиг. По этим структурам месторождение разделено на четыре основные зоны, сложенные специфическими структурно-вещественными комплексами [37].

В основании структуры выделяется Базис, сложенный породами палеогена–неогена (на участке Северо-Восточный это песчаники нижнего карбона); на нём, по альпийскому надвигу, залегает Зона 0, сложенная породами зоны окисления; далее выделяется Зона 1, сложен-

ная альпийскими тектоническими брекчиями, преимущественно по углистым породам кембрия–ордовика и венда; выше по разрезу расположена Зона 2, сложенная минерализованными филлитами и диамиктитами венда – основная рудоносная зона смятия месторождения; Зона 3 – висячий бок рудоносной структуры, сложенный монотонной толщей смятых полосчатых филлитов венда; Зона 4, сложенная толщей специфических пород – терригенных ритмитов, отличающихся от пород джетымтауской серии литологией и повышенной степенью метаморфизма филлитов вплоть до кристаллических сланцев, насыщенных неравномерной вкрапленностью метаморфогенного магнитного пирротина.

Выше Зоны 4 по разрезу расположена тектоническая чешуя, сложенная породами верхнего протерозоя–венда – толщей метааркозов и метариолитов рифея с фрагментами базальных конгломерато-сланцев венда («нижних» диамиктитов), залегающих на эродированной поверхности пород рифея. Породы этой тектонической чешуи метаморфизованы в условиях биотитовой зоны зеленосланцевой фации. Контакт с породами Зоны 4 проходит по Сарыторскому надвигу. Эта очень пологая (5–25°) структура прослежена регионально по простиранию на десятки км [3]. Тектонический шов палеозойского надвига выполнен милонитами, имеет мощность 0,5–1,5 м и не несёт признаков золотой минерализации. В пределах Центрального участка месторождения положение Сарыторского надвига осложнено крупным взбросом, и он не прослеживается на поверхности (см. рис. 6).

Кумторская зона смятия в настоящее время представляет собой сложный агломерат со-надвиговых динамокластитов (филолитов, катаклазитов, милонитов и брекчий) палеозойского возраста, образовавшихся в результате предрудного и синрудного динамотермального метаморфизма, среди которых расположены минерализованные породы. Характерны гидротермально-метасоматические и брекчиевые текстуры руд, связь оруденения со штокверками разнообразных прожилков и телами метасоматитов, структурный контроль тел

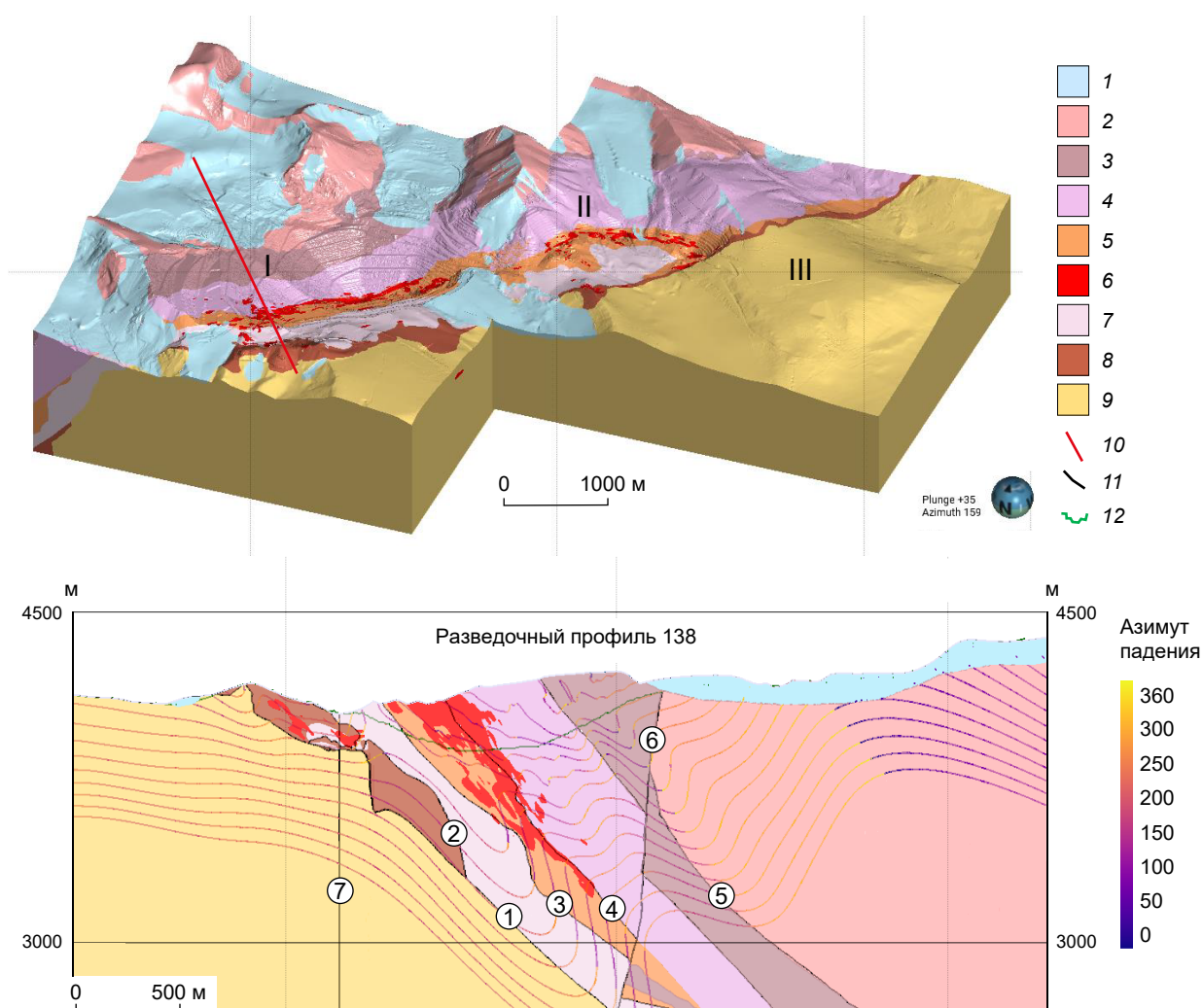
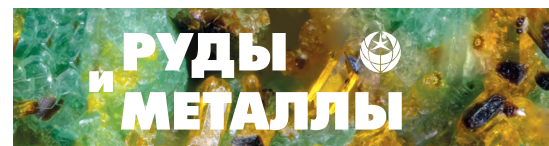


Рис. 6. Геолого-структурная модель основных участков месторождения Кумтор (I – Центральный, II – Юго-Западный, III – Сарытор) с выделением главных структурно-вещественных комплексов (Зоны 0–4) и геолого-структурный разрез с расположением структурных изоповерхностей и основных тектонических швов по разведочному профилю 138:

1 – ледники; 2 – верхнерифейский комплекс пород верхней надвиговой чешуи; 3 – Зона 4; 4 – Зона 3; 5 – Зона 2; 6 – рудоносная зона ($Au > 0,5 \text{ г/т}$); 7 – Зона 1; 8 – Зона 0; 9 – палеоген-неогеновые породы основания (Базис); 10 – линия разреза по профилю 138; на разрезе: 11 – основные надвижки (1 – Нижний Кумторский, 2 – Чёрный, 3 – Верхний Кумторский, 4 – Лысый, 5 – Сарыторский) и разломы (6 – Южный взброс, 7 – Кумторский взбросо-сдвиг); 12 – контур карьера

Fig. 6. Structural geological model of the main sites of the Kumtor deposit (Central, Southwestern, and Sarytor), showing the principal structural and compositional complexes (Zones 0–4), and a structural geological cross-section along the exploration Profile 138, showing position of the structural isosurfaces and principal tectonic sutures:

1 – glaciers; 2 – Upper Riphean complex of rocks of the upper thrust slice; 3 – Zone 4; 4 – Zone 3; 5 – Zone 2; 6 – ore-bearing zone ($Au > 0.5 \text{ g/t}$); 7 – Zone 1; 8 – Zone 0; 9 – Paleogene-Neogene rocks of the basement (Basis); 10 – cross-section line along Profile 138; on the cross-section: 11 – main thrusts (1 – Lower Kumtor, 2 – Chernyi (Black), 3 – Upper Kumtor, 4 – Lysy (Bald), 5 – Sarytor) and faults (6 – Southern reverse fault, 7 – Kumtor reverse slip fault); 12 – quarry contour



метасоматитов и оруденения системами разрывных нарушений и надвигов, а также приуроченность золотого оруденения к черносланцевой толще с сульфидной минерализацией и к породам, обогащённым $C_{орг.}$, наличие реликтовых ритмично-полосчатых и бурундучных текстур, идентичность складок в некоторых рудных телах и вмещающих породах, простой минеральный состав руд, часто соответствие минерального состава метасоматитов, руд и вмещающих филлитов.

В процессе изучения структурных особенностей было установлено широкое развитие в пределах месторождения Кумтор процессов альпийской тектоники, которые значительно преобразили первичный облик месторождения, сформировавшегося в позднепалеозойское время. В подошве рудоносной структуры установлен мощный альпийский надвиг пород рудовмещающего разреза на палеоген-неогеновые отложения – Кумторский. В подошве этой структуры наблюдаются остатки мезозойской аллитовой коры выветривания, перемешанные с красноцветными глинами $P-N_1$ и размазанные при надвиге. Установленная по данным поисково-разведочного бурения минимальная амплитуда смещения пород Кумторской зоны смятия по альпийскому надвигу в северо-северо-западных румбах составляет около 1,5 км. Этот надвиг хорошо прослеживается на Центральном участке месторождения по результатам 3D-моделирования геотехнических данных – по полосе развития сильно разрушенных пород со значениями показателя качества пород (RQD) < 5–10 % (рис. 7).

Во фронтальной части этого надвига наблюдается мощная зона тектонического «меланжа», прослеженная по простираию всей структуры месторождения на протяжении более 12 км. Матриком этой зоны являются тектонические глины, рыхлые мелкообломочные полосчатые тектонические брекчии и тектониты. В виде обломков и глыб на ограниченном пространстве встречается весь возрастной спектр пород от R_2 до C_1 и $P-N_1$. В нижней части зоны тектонического меланжа наблюдаются в большом объёме окисленные разности пород – известняки карбона, алевролиты ор-

довика, филлиты и диамиктиты венда, в том числе и зоны минерализации с золотом (Зона 0).

Зоны минерализации окисленного типа, представляющие потенциально промышленный интерес [37], рассматриваются нами преимущественно как фрагменты мезозойской коры выветривания, деформированные и перемещённые альпийской тектоникой. В красноцветных мусорных глинах и конгломератобрекчиях $P-N_1$ на отдельных участках (Парковка), часто вблизи минерализованных зон окисления, установлены значительные по мощности (до 150 м) слабозолотоносные шлейфы рассеяния окисленных эродированных руд Кумтора (рис. 8).

Альпийские деформации наблюдаются по разрезу и выше Кумторского надвига, в структуре самой Кумторской зоны смятия и рудоносной зоны. Последовавшими альпийскими деформациями большая часть структуры месторождения превращена в «мегабрекчию». В пределах основной рудоносной зоны месторождения глыбы минерализованных пород, метасоматитов и руд разделены многочисленными тектоническими зонами, сложенными альпийскими тектонитами и рыхлыми «микробрекчиями» мощностью от 1 до 10 м. Часто альпийские рыхлые тектониты развиваются по тектоническим структурам, заложенным ранее, в палеозойское время (динамокласти-там и др.).

Согласно результатам проведённого структурного анализа нами выделяются как минимум шесть эпизодов тектонической активности (D1–D6), в течение которых происходило преобразование вмещающих пород месторождения и его структуры. Эти выводы развивают ранее проведённые исследования [23] и не противоречат в целом существующим моделям тектонической эволюции земной коры Тянь-Шаня [6, 10, 29, 38]. Выделяемые тектонические эпизоды происходили начиная с конца ордовика до четвертичного периода включительно (D1 – O_3-S ; D2 – $S-D$; D3 – C_3-P_1 ; D4 – P_2-T_1 ; D5 – T_3-K_2 ; D6 – N_2-Q_1, Q_2-Q_4). В результате сформировались рудовмещающая структура месторождения, минерализованные и рудные зоны, и впоследствии произошла деструк-

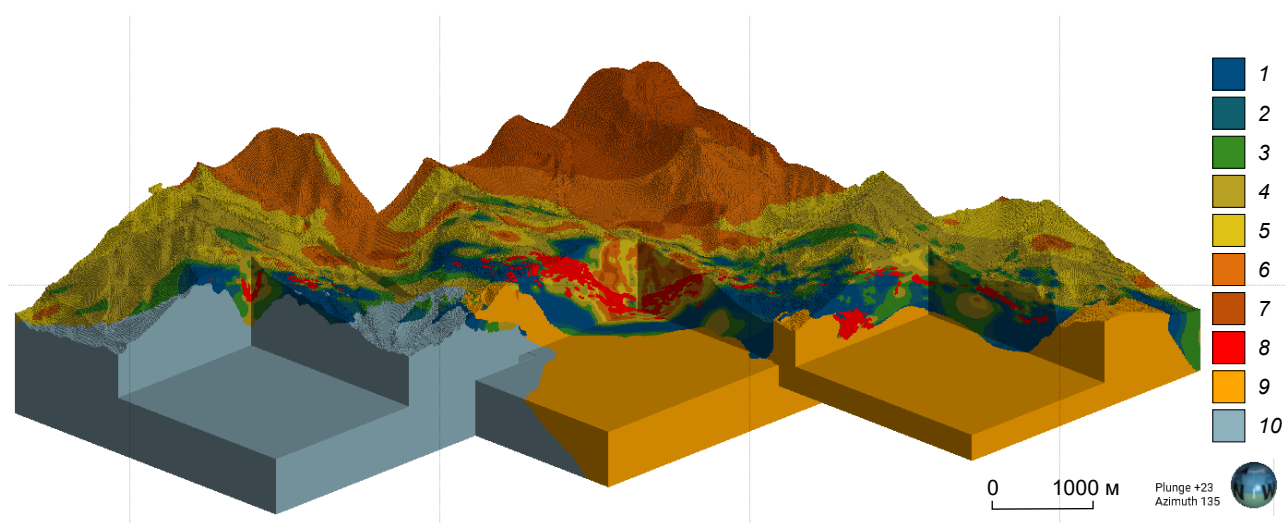


Рис. 7. 3D-модель показателя качества пород (RQD) в пределах рудоносной структуры месторождения Кумтор, без покровов моренных отложений и ледников, по данным геотехнических замеров при документации керна пробуренных скважин:

качество пород (%): 1 – породы разлома (< 5), 2 – очень плохое (5–10), 3 – плохое (10–20), 4 – ниже среднего (20–40), 5 – среднее (40–60), 6 – хорошее (60–80), 7 – очень хорошее (> 80); 8 – рудоносные зоны (Au > 0,5 г/т); 9 – палеоген-неогеновые глины и конглобрекции; 10 – песчаники нижнего карбона

Fig. 7. 3D model of the rock quality designation (RQD) within the ore-bearing structure of the Kumtor deposit, without the covers of moraine deposits and glaciers (according to geotechnical measurements during the bore-hole core documentation):

rock quality (%): 1 – fault rocks (< 5), 2 – very poor (5–10), 3 – poor (10–20), 4 – below average (20–40), 5 – average (40–60), 6 – good (60–80), and 7 – very good (> 80); 8 – ore-bearing zones (Au > 0.5 g/t); 9 – Paleogene-Neogene clays and conglobreccias; 10 – Lower Carboniferous sandstones

ция единой рудоносной системы до состояния, которое наблюдается в настоящее время.

Для каждого выделенного тектонического эпизода характерна своя структурная ассоциация. При этом сначала (D1–D2) преобладали пластические деформации больших глубин в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма; на этапах D3–D4 (формирование рудоносной структуры и рудообразование) – хрупко-пластические деформации с катаклизмом и милонитизацией в условиях стрессового динамометаморфизма; в последующем (D5–D6) – хрупкие деформации при выдвигении рудоносных зон к поверхности.

Обсуждение типа и генезиса месторождения Кумтор. Широкое развитие надвиговых структур, отсутствие «магматического очага», зеленосланцевая фация метаморфизма вмещающих пород и динамокластиты, де-силици-

фикация, карбонатизация и сульфидизация вмещающих пород, вкрапленные текстуры сульфидных руд, зональность оруденения – все эти признаки позволяют отнести месторождение Кумтор к орогенному типу [25, 26]. Месторождение Кумтор хорошо сопоставляется по основным позициям с такими известными месторождениями золота, как Мурунтау (Центральные Кызылкумы, Узбекистан), Сухой Лог, Олимпиадинское, Наталка (Россия). Разным для отдельно взятых месторождений является возраст вмещающих толщ, метаморфизма, магматизма и рудообразования [9, 13–16, 33]. На месторождениях Олимпиадинское и Сухой Лог обращает на себя внимание присутствие в составе руд и метасоматитов марганецсодержащих карбонатов, как на Кумторе, что может быть связующим звеном при разработке общей модели формирования этих месторождений.

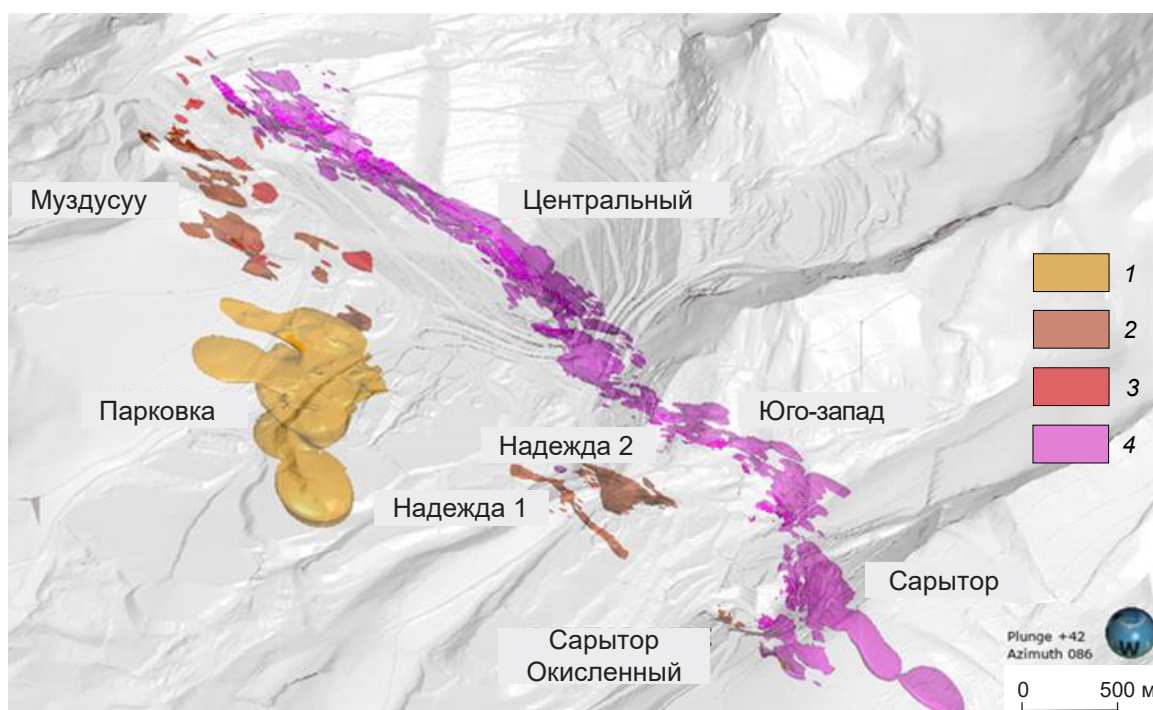


Рис. 8. 3D-местоположение доменов с разными типами минерализации золота в пределах участков Центральный (Центральный, Муздусуу, Парковка), Юго-Западный (Юго-Запад, Надежда 1, Надежда 2) и Сарытор (Сарытор, Сарытор Окисленный) на фоне карьеров, 3D-вид на восток:

1 – минерализация в отложениях $P-N_1$; 2 – окисленный тип минерализации в породах Зоны 0; 3 – сульфидный тип минерализации в породах Зоны 1; 4 – сульфидные руды (>1 г/т) основной рудоносной зоны месторождения

Fig. 8. 3D location of domains with different types of gold mineralization within the main sites Central (Central Quarry, Muzdusuu, Parking), Southwestern (South-West, Nadezhda 1, Nadezhda 2) and Sarytor (Sarytor, Sarytor Oxidized) on the background of quarries, 3D view toward the east:

1 – mineralization in $P-N_1$ deposits; 2 – oxidized type of mineralization in rocks of Zone 0; 3 – sulfide type of mineralization in rocks of Zone 1; 4 – sulfide ores ($Au >1$ g/t) of the main ore-bearing zone of the Kumtor deposit

Интересным фактом является также присутствие в составе пород рудовмещающих разрывов и структуры месторождений Наталка и Кумтор таких специфических образований, как диамиктиты.

Главные отличительные особенности месторождения Кумтор в ряду золоторудных объектов, локализованных в черносланцевых толщах, – преобладание руд пирит-(полевошпат)-карбонатного состава и отсутствие в рудах практически значимых количеств мышьяка, и особенно в форме арсенопирита. Наиболее близким к нему по геологическому стро-

ению и составу руд является месторождение Сухой Лог (Россия) [31, 33]. Среди тьянь-шаньских месторождений, на основании сравнения минералого-геохимических особенностей руд и состава метасоматитов, Кумтор близок к золоторудным месторождениям Узбекистана [7, 14]. Месторождение Кумтор, по нашему мнению, занимает промежуточное положение между известными месторождениями золота Мурунтау и Кочбулак.

Вероятно, это является отражением разных уровней единой вертикальной зональности формирования рудоносных зон в ряду выше-

упомянутых типов месторождений. Как известно, богатые золоторудные тела Мурунтау (калишпат-кварцевые метасоматиты с самородным золотом) приурочены к «линзе» высокотемпературных пород, претерпевших преобразования хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма, вплоть до начала амфиболитовой фации [14, 25]. Месторождение Кочбулак является представителем теллур-золотого оруденения эпитермального типа. Много сходства и в геолого-структурных позициях всех этих золоторудных объектов. На месторождении Кумтор в последнее время выявлены мощные (> 100 м) зоны пирротинизации филлитов – кристаллических сланцев висячем боку рудоносной структуры. Мощные зоны пирротинизации описаны и на Мурунтау [14], только ниже позиции рудоносных зон.

По мнению Н. К. Курбанова [9], месторождение Кумтор располагается на 1,5–2 км выше кровли скрытого массива позднепалеозойских гранитоидов. Гипотетическая связь оруденения Кумтора с магматизмом описывается также в работе [32]. Логичнее предполагать удалённую связь новообразований, наблюдаемых на месторождении Кумтор, с щелочным магматизмом, проявления которого известны [2] пока только в пределах Южного Тянь-Шаня (P_2 – T_1). К северо-востоку от месторождения, на правом борту ледника Петрова, в контурах геохимических ореолов золота и вольфрама известны дайки щелочных сиенитов (бостонитов) предположительно возраста P_1 . Но в связи с щелочным магматизмом описаны пока только месторождения золота медно-порфирового и карлинского типов [30].

Наиболее приближено к Кумтору по типу метасоматитов Рябиновское золото-медно-порфировое месторождение, приуроченное к щелочному массиву на Алданском щите [8]. Много месторождений золота в связи с щелочным магматизмом выявлены в зонах герцинской и мезозойской тектоно-магматической активизации Северо-Китайского кратона [34]. Но и здесь нет прямого соответствия, тем более что на рудоносных участках Кумтора отсутствуют какие-либо интрузивные проявления. Карбо-

натный метасоматоз и золото-теллурид-пиритовые руды, локализованные в чёрных сланцах, наблюдаются на месторождении Сухой Лог [16, 31, 33].

Относительно возраста формирования золотого оруденения по месторождению Кумтор данных мало. Первые единичные радиологические определения (K/Ar метод) по серициту из филлитов [4, 18] дали цифры 430–365 млн лет, что соответствует времени регионального метаморфизма вмещающих пород (S–D). Эти же авторы оценивают возраст формирования оруденения по серицитам (K/Ar) и пиритам (Pb/Pb) в интервале 280–170 млн лет (P_1 – J_2). Недавно появились новые данные по серициту (Ar/Ar), указывающие на возраст формирования серицитолитов Кумтора 284–288 млн лет [32]. Это примерно соответствует возрасту внедрения постколлизийных гранитоидов (C_3 – P_1) Срединного и Южного Тянь-Шаня.

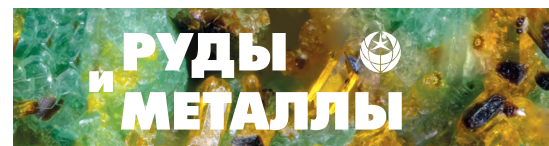
Позиция месторождения Кумтор хорошо вписывается в определённую часть модели формирования орогенных месторождений в условиях сходящихся окраин плит, предложенной Д. Гровесом [27]. По этой модели рудообразующая структура месторождения приурочена к зоне коллизии в позиции «континент-континент» [37] и сформировалась в позднепалеозойскую (C_3 – P_1) орогенную стадию развития региона. Это время характеризуется возобновлением движений Ишим-Срединно-Тяньшанского микроконтинента в сторону Кыргызско-Казахского континента. Тогда же происходит активная субдукция коры Туркестанского палеоокеана под Ишим-Срединно-Тяньшанский микроконтинент и сжатие последнего с южной стороны. В условиях «зажатого клина» при двухстороннем давлении предполагается переплавление на глубине фрагментов литосферы и подъём в этом месте границы астеносферы. Это объясняет особенности вещественного состава руд месторождения, в частности наличие большого количества новообразованных карбонатов. Согласно модели рудообразующие компоненты берут своё начало в зоне «переработки» блоков литосферы, и существенное количество CaO и CO₂ образуется в результате диссоциации седиментогенных карбонатов.



Список литературы

1. *Аникин С. И.* Геология и минералого-геохимические особенности золото-теллур-редкометалльного оруденения в углеродистых толщах венда Кумторского рудного поля (Срединный Тянь-Шань) : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук. – Бишкек : БПИ, 1992. – 20 с.
2. *Баженов М. Л., Буртман В. С.* Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // *Геотектоника.* – № 3. – 1997. – С. 56–65.
3. *Богдецкий В. Н., Матвеев В. Г., Туманов Б. М.* Геологическая позиция золото-вольфрамового оруденения в углеродистых сланцах на примере одного месторождения Тянь-Шаня // *Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях.* – Фрунзе [Бишкек] : ФПИ, 1981. – С. 101–105.
4. *Боголепов В. Г., Найдёнов Б. М.* Генетические особенности формирования метаморфогенного золоторудного месторождения в Киргизии // *Тезисы докладов V совещания «Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя», ч. I.* – Львов, 1986. – С. 84–85.
5. *Дзялошинский В. Г., Емельянов С. И., Романов В. И.* Роль гидротермального и дислокационного метаморфизма в формировании вольфрам-золото-сульфидных месторождений Срединного Тянь-Шаня и особенности их поисков // *Труды ЦНИГРИ,* 1988. – С. 53–57.
6. *Жуков Ю. В.* Нижнепалеозойские формации Срединного Тянь-Шаня // *Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня.* – Фрунзе [Бишкек] : Илим, 1965. – С. 32–56.
7. *Конев Р. И.* Парагенезисы теллуридов и селенидов в золоторудных месторождениях Узбекистана // *Материалы годичной сессии МО РМО «Роль минералогии в познании процессов рудообразования».* – М. : ИГЕМ, 2007. – С. 202–206.
8. *Кочетков А. Я.* Рудоносность щелочных массивов Алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфиоровое месторождение // *Тихоокеанская геология.* – 2006. – Т. 25, № 1. – С. 62–73.
9. *Курбанов Н. К.* Геолого-генетические модели формирования золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах // *Рудоносность осадочных комплексов.* – Л. [СПб.], 1988. – С. 138–147.
10. *Максумова Р. А., Дженчураева А. В., Березанский А. В.* Структура и эволюция покровно-складчатого сооружения киргизского Тянь-Шаня // *Геология и геофизика.* – 2001. – Т. 42, № 10. – С. 1444–1452.
11. *Миколайчук Г. А., Усманов И. А., Шевкунов А. Г.* Золото месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань) // *Материалы Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования, задачи прикладных исследований».* – М. : ИГЕМ РАН, 2010. – Т. 2. – С. 52–54.
12. *Никоноров В. В.* Новый тип золотого оруденения в Кыргызстане // *Геология рудных месторождений.* – 1993. – Т. 35, № 5. – С. 450–454.
13. *Новожилов Ю. И., Гаврилов А. М.* Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. – М. : ЦНИГРИ, 1999. – 175 с.
14. *Проценко В. Ф.* Метаморфизм и рудогенез в черносланцевых толщах Средней Азии. – Ташкент : ГП ИМР, 2008. – 116 с.
15. *Рафаилович М. С., Шевкунов А. Г., Колоскова С. М., Ежков Ю. Б.* Вольфрамовая минерализация в крупных месторождениях золота в углеродисто-терригенных толщах Средней Азии // *Геология и минеральные ресурсы.* – 2013. – № 3. – С. 16–28.
16. *Рундквист И. К., Бобров В. А., Смирнова Т. Н. [и др.]* Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // *Геология рудных месторождений.* – 1992. – Т. 34, № 6. – С. 3–15.
17. *Сагындыков К. С., Дзялошинский В. Г., Варгуни-на Н. И. [и др.]* Геотектоническая позиция, состав и рудоносность углеродистой терригенно-флишоидной формации венда Тянь-Шаня // *Стратифицированные рудоносные формации докембрия и раннего палеозоя Тянь-Шаня.* – Фрунзе [Бишкек] : Илим, 1989. – С. 14–27.
18. *Трифонов Б. А., Гончаренко А. В., Перельман И. М.* Новый тип вольфрам-золоторудного оруденения в вендских углеродистых отложениях // *Тезисы докладов Всесоюзного совещания «Комплексное использование вольфрамовых месторождений в СССР».* Раздел III. – Л. [СПб.], 1986. – С. 36–37.
19. *Шевкунов А. Г., Башкиров А. П.* Условия зарождения минералообразующей системы и динамика её развития на примере месторождения Кумтор // *Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений.* *Материалы Всероссийской конференции.* – М. : ИГЕМ РАН, 2013. – С. 173–174.

20. Шевкунов А. Г., Башкиров А. П. Расчёт баланса (привноса/выноса) основных петрогенных компонентов в процессе рудообразования на месторождении золота Кумтор (Срединный Тянь-Шань) // Месторождения стратегических металлов: закономерности размещения, источники вещества, условия и механизмы образования. Материалы докладов Всероссийской конференции. – М. : ИГЕМ РАН, 2015. – С. 153–154.
21. Шевкунов А. Г., Масленников В. В., Ларж Р. Р., Масленникова С. П., Данюшевский Л. В. Геохимические особенности разновидностей пирита золоторудного месторождения Кумтор, Кыргызстан // Минералогия. – 2018. – Т. 4, № 4. – С. 22–40.
22. Шевкунов А. Г., Гуда А. А., Скорынина А. А., Макнайт С. В. Исследование минерального состава руд месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань) методами QXRD и XRF // Минералогия. – Т. 8, № 3. – 2022. – С. 79–101.
23. Abeleira A., Ansdell K. M., Thomas D., Heaman L., Melrose D. L. Geology and Structural Evolution of the Kumtor Region, Tien Shan, Kyrgyzstan // Gold in 2000: Littleton, Poster Session Extended Abstracts Volume / Society of Economic Geologist; eds. L. A. Bucci, J. L. Mair. – 2000.
24. Bierlein F. P., Arne D., McKnight S., Lu J., Reeves S., Besanko J., Marek J., Cooke D. R. Wall-rock Petrology and Geochemistry in Alteration halos Associated with Mesothermal Gold Mineralization, Central Victoria, Australia // Economic Geology. – 2000. – V. 95. – P. 283–311.
25. Gold geology and deposit types : pdf-презентация – краткий курс по месторождениям золота // PDAC International Convention / PDAC and SEG Short Course. – Toronto, Canada, 2011. – 206 p.
26. Groves D. I., Goldfarb R. J. [et al.]. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Economic Geology. – 2003. – V. 98. – P. 1–29.
27. Groves D. I., Bierlein F. P. Geodynamic settings of mineral deposit systems // Journal of the Geological Society. – 2007. – V. 164. – P. 19–30.
28. Ivanov S. M., Ansdell K. M., Melrose D. L. Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit // Gold in 2000: Littleton, Poster Session Extended Abstracts Volume / Society of Economic Geologists; eds. L. A. Bucci, J. L. Mair. – 2000. – P. 47–52.
29. Jenchuraeva R. J., Nikonorov V. V., Litvinov P. The Kumtor gold deposit // Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan: IGCP-373 Field Conference Excursion Guidebook. – 2001. – P. 139–152.
30. Jensen E. P., Barton M. D. Gold deposits related to alkaline magmatism // SEG Reviews. – 2000. – V. 13, Ch. 8. – P. 279–314.
31. Large R. R., Maslennikov V. V. [et al.]. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia // Economic Geology. – 2007. – V. 102. – P. 1233–1267.
32. Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B. [et al.]. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // Economic Geology. – 2004. – V. 99. – P. 1771–1780.
33. Maslennikov V. V., Large R. R., Shevkunov A. G., Simonov V. A. Evolution of the Sukhoi Log and Kumtor gold ore giants // Abstract of CERCAMS14 & MDSC's34 Annual Meeting, 2011. Section XIII. – P. 4–5.
34. Nie Feng-Jun, Wu Cheng-Yu. Gold deposits related to alkaline igneous rocks in North China Craton, People's Republic of China // Global Tectonics and Metallogeny. – 1998. – V. 6. – P. 159–171.
35. Reich M., Kesler S. E. [et al.]. Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2005. – V. 69, № 11. – P. 2781–2796.
36. Shoude Ch., Guangrui W., Bureau X. [et al.]. Metallogenic Maps of Precious and Nonferrous Metallic Ore in Northern Xinjiang and Its Adjacent Regions. – 1994.
37. Technical Report on the Kumtor Mine, Kyrgyz Republic. NI 43-101 Technical Report, Centerra Gold Inc. 2021. P. 7-1–8-5.
38. Windley B. F., Alexeiev D., Xiao W. [et al.]. Tectonic models for accretion of Central Asian Orogenic Belt // Journal of the Geological Society. – 2007. – V. 164. – P. 31–47.



References

- Anikin S. I. Geologiya i mineralogo-geokhimicheskie osobennosti zoloto-tellur-redkometal'nogo orudneniya v uglerodistykh tolshchakh venda Kumtorskogo rudnogo polya (Sredinnyi Tyan'-Shan') [Geology and mineralogical and geochemical features of gold-tellurium-rare-metal mineralization in carbonaceous strata of the Vendian Kumtor ore field (Middle Tien Shan): Extended abstract of candidate's thesis], Bishkek, BPI Publ., 1992, 20 p.
- Bazhenov M. L., Burtman V. S. PozdnePaleozoiskie deformatsii Tyan'-Shanya [Late Paleozoic deformations of the Tien Shan], *Geotektonika [Geotectonics]*, No 3, 1997, pp. 56–65. (In Russ.)
- Bogdetskii V. N., Matveenko V. G., Tumanov B. M. Geologicheskaya pozitsiya zoloto-vol'framovogo orudneniya v uglerodistykh slantsakh na primere odnogo mestorozhdeniya Tyan'-Shanya [Geological position of gold-tungsten mineralization in carbonaceous shales on the example of one Tien Shan deposit], *Stratiformnye mestorozhdeniya tsvetnykh i redkikh metallov v chernoslantsevnykh formatsiyakh [Stratiform deposits of non-ferrous and rare metals in black shale formations]*, Frunze, FPI Publ., 1981, pp. 101–105.
- Bogolepov V. G., Naidenov B. M. Geneticheskie osobennosti formirovaniya metamorfogenno zolotorudnogo mestorozhdeniya v Kirgizii [Genetic features of the formation of a metamorphogenic gold deposit in Kyrgyzstan], *Tezisy dokladov V soveshchaniya "Metamorfogennoe rudoobrazovanie nizkikh fatsii metamorfizma skladchatykh oblasteri fanerozoia", ch. I [Abstracts of the V meeting "Metamorphogenic ore formation of low facies of metamorphism of folded Phanerozoic regions", Part I]*, L'vov, 1986, pp. 84–85.
- Dzhaloshinskii V. G., Emel'yanov S. I., Romanov V. I. Rol' gidrotermal'nogo i dislokatsionnogo metamorfizma v formirovanii vol'fram-zoloto-sul'fidnykh mestorozhdenii Sredinnogo Tyan'-Shanya i osobennosti ikh poiskov [The role of hydrothermal and dislocation metamorphism in the formation of tungsten-gold-sulfide deposits of the Middle Tien Shan and features of their prospecting], *Trudy TsNIGRI [Proceedings of TsNIGRI]*, 1988, pp. 53–57.
- Zhukov Yu. V. Nizhnepaleozoiskie formatsii Sredinnogo Tyan'-Shanya [Lower Paleozoic formations of the Middle Tien Shan], *Novye dannye po stratigrafii Tyan'-Shanya [New data according to the stratigraphy of the Tien Shan]*, Frunze, Ilim Publ., 1965, pp. 32–56.
- Koneev R. I. Paragenezisy telluridov i selenidov v zolotorudnykh mestorozhdeniyakh Uzbekistana [Paragenesis of tellurides and selenides in gold deposits of Uzbekistan], *Materialy godichnoi sessii MO RMO "Rol' mineralogii v poznanii protsessov rudoobrazovaniya" [Materials of the annual session of the Ministry of Defense of the Republic of Uzbekistan "The role of mineralogy in the study of ore formation processes"]*, Moscow, IGEM Publ., 2007, pp. 202–206.
- Kochetkov A. Ya. Rudonosnost' shchelochnykh massivov Aldanskogo shchita. Ryabinovskoe medno-zoloto-porfirovoe mestorozhdenie [Ore potential of alkaline massifs of the Aldan shield. Ryabinovsky copper-gold-porphyry deposit], *Tikhookeanskaya geologiya [Russian Journal of Pacific Geology]*, 2006, V. 25, No 1, pp. 62–73. (In Russ.)
- Kurbanov N. K. Geologo-geneticheskie modeli formirovaniya zolotorudnykh mestorozhdenii v uglerodisto-terrigennykh kompleksakh [Geological and genetic models of the formation of gold deposits in carbon-terrigenous complexes], *Rudonosnost' osadochnykh kompleksov [Ore-bearing sedimentary complexes]*, Leningrad, 1988, pp. 138–147.
- Maksumova R. A., Dzhenchuraeva A. V., Berezanskii A. V. Struktura i evolyutsiya pokrovno-skladchatogo sooruzheniya kirgizskogo Tyan'-Shanya [Structure and evolution of the cover-folded structure of the Kyrgyz Tien Shan], *Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]*, 2001, V. 42, No 10, pp. 1444–1452. (In Russ.)
- Mikolaichuk G. A., Usmanov I. A., Shevkunov A. G. Zoloto mestorozhdeniya Kumtor (Sredinnyi Tyan'-Shan') [Gold deposits of Kumtor (Middle Tien Shan)], *Materialy Vserossiiskoi konferentsii "Samorodnoe zoloto: tipomorfizm mineral'nykh assotsiatsii, usloviya obrazovaniya, zadachi prikladnykh issledovaniy" [Materials of the All-Russian conference "Native gold: typomorphism of mineral associations, conditions of formation, tasks of applied research"]*, Moscow, IGEM RAN Publ., 2010, V. 2, pp. 52–54.
- Nikonov V. V. Novyi tip zolotogo orudneniya v Kirgizstane [A new type of gold mineralization in Kyrgyzstan], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of Ore Deposits]*, 1993, V. 35, No 5, pp. 450–454. (In Russ.)
- Novozhilov Yu. I., Gavrilov A. M. Zoloto-sul'fidnye mestorozhdeniya v uglerodisto-terrigennykh tolshchakh [Gold-sulfide deposits in carbon-terrigenous strata], Moscow, TsNIGRI Publ., 1999, 175 p.

14. Protsenko V. F. Metamorfizm i rudogenez v chernoslantsevykh tolshchakh Srednei Azii [Metamorphism and ore genesis in the black shale strata of Central Asia], Tashkent, GP IMR Publ., 2008, 116 p.
15. Rafailovich M. S., Shevkunov A. G., Koloskova S. M., Ezhkov Yu. B. Vol'framovaya mineralizatsiya v krupnykh mestorozhdeniyakh zolota v uglerodistoterrigennykh tolshchakh Srednei Azii [Tungsten mineralization in large gold deposits in carbon-terrigenous strata of Central Asia], *Geologiya i mineral'nye resursy* [Geology and mineral resources], 2013, No 3, pp. 16–28. (In Russ.)
16. Rundkvist I. K., Bobrov V. A., Smirnova T. N. [et al.]. Etapy formirovaniya Bodaibinskogo zolotorudnogo raiona [Stages of formation of the Bodaibinsky gold ore district], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits], 1992, V. 34, No 6, pp. 3–15. (In Russ.)
17. Sagyndykov K. S., Dzyaloshinskii V. G., Varguni-na N. I. [et al.]. Geotektonicheskaya pozitsiya, sostav i rudonosnost' uglerodistoi terrigenno-flishoidnoi formatsii venda Tyan'-Shanya [Geotectonic position, composition and ore content of the carbonaceous terrigenous-flyschoid formation of the Vendian Tien-Shan], *Stratifikatsionnyye rudonosnye formatsii dokembriya i rannego paleozoya Tyan'-Shanya* [Stratified ore-bearing formations of the Precambrian and Early Paleozoic of the Tien Shan], Frunze, Ilim Publ., 1989, pp. 14–27.
18. Trifonov B. A., Goncharenko A. V., Perel'man I. M. Novyi tip vol'fram-zolotorudnogo orudneniya v vendskikh uglerodistykh otlozheniyakh [A new type of tungsten-gold mineralization in Vendian carbonaceous deposits], *Tezisy dokladov Vsesoyuznogo soveshchaniya "Kompleksnoe ispol'zovanie vol'framovykh mestorozhdenii v SSSR". Razdel III* [Abstracts of reports of the All-Union Meeting "Integrated use of tungsten deposits in the USSR". Section III], Leningrad, 1986, pp. 36–37.
19. Shevkunov A. G., Bashkirov A. P. Usloviya zarozhdeniya mineralobrazuyushchei sistemy i dinamika ee razvitiya na primere mestorozhdeniya Kumtor [Conditions of the origin of the mineral-forming system and the dynamics of its development on the example of the Kumtor deposit], *Rudoobrazuyushchie protsessy: ot geneticheskikh kontseptsii k prognozu i otkrytiyu novykh rudnykh provintsii i mestorozhdenii. Materialy Vserossiiskoi konferentsii* [Ore-forming processes: from genetic concepts to the prediction and discovery of new ore provinces and deposits. Materials of the All-Russian Conference], Moscow, IGEM RAN Publ., 2013, pp. 173–174.
20. Shevkunov A. G., Bashkirov A. P. Raschet balansa (privnosa/vynosa) osnovnykh petrogennykh komponentov v protsesse rudoobrazovaniya na mestorozhdenii zolota Kumtor (Sredinnyi Tyan'-Shan') [Calculation of the balance (introduction/removal) of the main petrogenic components in the process of ore formation at the Kumtor gold deposit (Middle Tien Shan)], *Mestorozhdeniya strategicheskikh metallov: zakonomernosti razmeshcheniya, istochniki veshchestva, usloviya i mekhanizmy obrazovaniya. Materialy dokladov Vserossiiskoi konferentsii* [Deposits of strategic metals: patterns of placement, sources of matter, conditions and mechanisms of formation. Materials of the reports of the All-Russian Conference], Moscow, IGEM RAN Publ., 2015, pp. 153–154.
21. Shevkunov A. G., Maslennikov V. V., Larzh R. R., Maslennikova S. P., Danyushevskii L. V. Geokhimicheskie osobennosti raznovidnostei piritazolotorudnogo mestorozhdeniya Kumtor, Kyrgyzstan [Geochemical features of pyrite types of the Kumtor gold deposit, Kyrgyzstan], *Mineralogiya* [Mineralogy], 2018, V. 4, No 4, pp. 22–40. (In Russ.)
22. Shevkunov A. G., Guda A. A., Skorynina A. A., Maknait S. V. Issledovanie mineral'nogo sostava rud mestorozhdeniya Kumtor (Sredinnyi Tyan'-Shan') metodami QXRD i XRF [Studies of mineral composition of ores of the Kumtor deposit (Central Tien Shan) by QXRD and XRF methods], *Mineralogiya* [Mineralogy], V. 8, No 3, 2022, pp. 79–101. (In Russ.)
23. Abeleira A., Ansdell K. M., Thomas D., Heaman L., Melrose D. L. Geology and Structural Evolution of the Kumtor Region, Tien Shan, Kyrgyzstan, Gold in 2000: Littleton, Poster Session Extended Abstracts Volume, *Society of Economic Geologist*, eds. L. A. Bucci, J. L. Mair, 2000.
24. Bierlein F. P., Arne D., McKnight S., Lu J., Reeves S., Besanko J., Marek J., Cooke D. R. Wall-rock Petrology and Geochemistry in Alteration halos Associated with Mesothermal Gold Mineralization, Central Victoria, Australia, *Economic Geology*, 2000, V. 95, pp. 283–311.
25. *Gold geology and deposit types: pdf presentation – a short course on the birth of gold*, PDAC International Convention, Toronto, Canada, 2011, 206 p.
26. Groves D. I., Goldfarb R. J. [et al.]. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance, *Economic Geology*, 2003, V. 98, pp. 1–29.



27. Groves D. I., Bierlein F. P. Geodynamic settings of mineral deposit systems, *Journal of the Geological Society*, 2007, V. 164, pp. 19–30.
28. Ivanov S. M., Ansdell K. M., Melrose D. L. Ore texture and stable isotope constraints on ore deposition mechanisms at the Kumtor lode gold deposit, Gold in 2000: Littleton, Poster Session Extended Abstracts Volume, *Society of Economic Geologist*, eds. L. A. Bucci, J. L. Mair, pp. 47–52.
29. Jenchuraeva R. J., Nikonorov V. V., Litvinov P. The Kumtor gold deposit, Paleozoic geodynamics and gold deposits in the Kyrgyz Tien Shan: IGCP-373 Field Conference Excursion Guidebook, 2001, pp. 139–152.
30. Jensen E. P., Barton M. D. Gold deposits related to alkaline magmatism, *SEG Reviews*, 2000, V. 13, No 8, pp. 279–314.
31. Large R. R., Maslennikov V. V. [et al.]. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia, *Economic Geology*, 2007, V. 102, pp. 1233–1267.
32. Mao J., Konopelko D., Seltmann R., Lehmann B. [et al.]. Postcollisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan, *Economic Geology*, 2004, V. 99, pp. 1771–1780.
33. Maslennikov V. V., Large R. R., Shevkunov A. G., Simonov V. A. Evolution of the Sukhoi Log and Kumtor gold ore giants, *Abstract of CERCAMS14 & MDSG's 34 Annual Meeting, 2011. Section XIII*, pp. 4–5.
34. Nie Feng-Jun, Wu Cheng-Yu. Gold deposits related to alkaline igneous rocks in North China Craton, People's Republic of China, *Global Tectonics and Metallogeny*, 1998, V. 6, pp. 159–171.
35. Reich M., Kesler S. E. [et al.]. Solubility of gold in arsenian pyrite, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, V. 69, No 11, pp. 2781–2796.
36. Shoude Ch., Guangrui W., Bureau X. [et al.]. Metallogenic Maps of Precious and Nonferrous Metallic Ore in Northern Xinjiang and Its Adjacent Regions, 1994.
37. Technical Report on the Kumtor Mine, Kyrgyz Republic. NI 43-101 Technical Report, Centerra Gold Inc., 2021, pp. 7-1–8-5.
38. Windley B. F., Alexeiev D., Xiao W. [et al.]. Tectonic models for accretion of Central Asian Orogenic Belt, *Journal of the Geological Society*, 2007, V. 164, pp. 31–47.

Шевкунов Анатолий Геннадьевич (anatoly_shevkunov@mail.ru)

кандидат геол.-минерал. наук, геолог-консультант геологоразведочного отдела

Корницкий Антон Игоревич

кандидат геол.-минерал. наук, менеджер геологоразведочного отдела

Башкиров Анатолий Павлович

геолог-консультант геологоразведочного отдела

Айдаркулов Тынчтыкбек Нартаевич

заместитель менеджера геологоразведочного отдела

Кумтор Голд Компани, г. Бишкек, Кыргызская Республика



СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 552.45:553.311 (665.2)

Богатые железные руды в латеритной коре выветривания полосчатой железистой формации в горном хребте Симанду (Гвинейская Республика)

Болонин А. В.¹, Мызников И. К.², Нигматуллина А. М.²

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

² Geoprospects Ltd, г. Сангаред, Гвинейская Республика

Аннотация. В Западной Африке на юго-востоке Гвинеи в районе горного хребта Симанду среди архейского гранито-гнейсового фундамента протягивается меридиональная синклиновая структура, сложенная нижнепротерозойской серией метаморфических пород. В ядрах синклиналей обнажена мощная толща полосчатой железистой формации (итабиритов) с прослоями филлитов и слюдяных сланцев. В кайнозойской латеритной коре выветривания псевдоморфно по итабиритам сформированы богатые железные руды (60–66 % Fe). На месторождениях Северный Симанду, Зогота, Пик-де-Фон богатые руды слагают плащеобразные залежи глубиной до 150–350 м. Залежи имеют вертикальную зональность: первичные магнетитовые итабириты – мартитизированные итабириты – кварц-мартитовая рыхлая руда – мартитовая и мартит-лимонитовая рыхлые руды – гётит-гематитовая рыхло-крепкая руда – делювиальная лимонитовая руда (канга и кираса). Во всех типах богатых руд преобладает гематит (60–82 мас. %), его дополняют гидроксиды железа (31–14,5 %), кварц 1–2 %, каолинит 1–3,5 %, гиббсит 1–3,5 %. Богатые железные руды образованы из итабиритов в результате окисления магнетита до мартита, почти полного выноса кремнезёма и затем дополнительного осаждения железа в форме гидроксидов. При формировании железных руд по прослоям филлитов образуются каолиновые глины и бокситы.

Ключевые слова: богатая железная руда, итабирит, мартит, боксит, Симанду, Зогота.

Для цитирования: Болонин А. В., Мызников И. К., Нигматуллина А. М. Богатые железные руды в латеритной коре выветривания полосчатой железистой формации в горном хребте Симанду (Гвинейская Республика). Руды и металлы. 2023. № 2. С. 44–63. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10008.

High-grade iron ores in the laterite weathering crust after the banded iron formation in the Simandou mountain range, Republic of Guinea

Bolonin A. V.¹, Myznikov I. K.², Nigmatullina A. M.³

¹ Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russia

² Geoprospects Ltd, city of Sangarédi, Republic of Guinea

Annotation. In West Africa, in the southeastern Guinea, in the Simandou Range region underlain by the Archean gneiss-granite basement, a north–south synclinorium structure is extended, that is composed of the Lower Proterozoic series of metamorphic rocks. A thick sequence of the banded iron formation (itabirites) with interlayers of phyllites and mica schists is exposed in cores of the synclines. According to their composition, the itabirites are subdivided into quartz-magnetite and amphibole-quartz-magnetite varieties. High-grade iron ores (60–66% Fe) formed in a pseudomorphic manner after the itabirites in the Cenozoic lateritic weathering crust. At the North Simandou, Zogota, and Pic-de-Fon deposits, the rich ores compose mantle-shaped orebodies up to 150–350 m deep. The orebodies possess the following vertical zonality: primary magnetite itabirites – martitized itabirites – quartz-martite friable ore – martite friable ore and martite–limonite friable ore – goethite-hematite friable to solid ore – deluvial limonite ore (kanga and cuirass). All the types of the high-grade ores are dominated by hematite. The rich iron ores were formed from itabirites as a result of the oxidation of magnetite to martite, the almost complete removal of silica, and the subsequent additional supply of iron and its precipitation in the form of hydroxides. During the formation of the iron ores, kaolin clays and bauxites were formed after the phyllite interlayers.

Keywords: high-grade iron ore, itabirite, martite, bauxite, laterite, Simandou, Zogota.

For citation: Bolonin A. V., Myznikov I. K., Nigmatullina A. M. High-grade iron ores in the laterite weathering crust after the banded iron formation in the Simandou mountain range, Republic of Guinea. Ores and metals, 2023, № 2, pp. 44–63. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10008.



Введение. На юго-востоке Гвинеи в районе горного хребта Симанду и его южных отрогов в последние два десятилетия выявлены крупные запасы богатых железных руд (около 4 млрд т). Богатые руды, содержащие 60–66 % Fe, локализованы в латеритной коре выветривания по кварц-магнетитовым и амфибол-кварц-магнетитовым породам полосчатой железистой формации (BIF). Породы этой формации в русскоязычной литературе принято называть железистыми кварцитами, а в изученном районе их именуют итабиритами (от названия бразильского города Итабира в штате Минас-Жерайс с известными месторождениями BIF). Основные данные по геологическому строению, петрографии и вещественному составу рудовмещающих толщ района Симанду, включая итабириты, опубликованы нами ранее [2]. В настоящей статье описываются сформированные на основе итабиритов богатые железные руды. Они изучались в период 2008–2011 гг. при проведении компанией Geoprospects Ltd поисковых и разведочных работ на месторождениях Северный Симанду и Зогота. Работы включали маршрутное геологическое картирование, документацию и рядовое опробование керна (47 тыс. м), определение объёмной массы образцов (1975 шт.), изучение под микроскопом прозрачных (164) и полированных (189) шлифов. Специальные образцы проанализированы в лабораториях институтов г. Москвы (ИГЕМ РАН, ВИМС) рентгенофлюоресцентным (65), рентгенофазовым (153) и термическим (39) методами. Выполнен минералогический анализ рыхлых мартитовых руд (13), электронно-зондовый микроанализ минералов (21). Статистически обработаны результаты рентгенофлюоресцентного анализа керновых проб (9810), выполненного в лаборатории SGS в ЮАР.

Рудовмещающие итабириты в районе являются составной частью комплекса метаморфических пород нижнепротерозойской серии Симанду. Породы серии слагают протяжённую и узкую синклинорную структуру длиной около 210 км и шириной 0,4–7 км, которая меридиональной полосой протягивается вдоль восточной окраины архейского Леоно-Либерийского

кристаллического массива (рис. 1). В разрезе серии вычленяются две толщи: нижняя метатерригенная (метапесчаники, кварциты, слюдяные сланцы, филлиты) мощностью до 400–500 м и верхняя итабиритовая с прослоями филлитов и слюдяных сланцев общей мощностью до 220–450 м. Синклинорная структура на одних участках представлена простой одиночной синклинальной складкой с итабиритами в ядре, на других состоит из двух-трёх параллельных синклиналей с итабиритами в ядре каждой из них. В крыльях синклиналей итабириты имеют преимущественно крутопадающее залегание 45–90°.

Архейский гранито-гнейсовый фундамент в обрамлении синклинорной структуры Симанду сложен гнейсами, перемежающимися с пачками кварцитов, слюдяных и амфиболовых сланцев, телами гнейсовидных гранитов. На архейском фундаменте породы серии Симанду залегают со структурным несогласием и характеризуются более низкой степенью метаморфизма, изменяющейся от фации зелёных сланцев в северной половине структуры до эпидот-амфиболитовой на её южном окончании на месторождении Зогота. На крайнем юго-востоке Гвинеи и смежной территории Либерии в районе хребта Нимба известна другая нижнепротерозойская синклинальная структура (см. рис. 1). Она сложена метаморфической толщей, включающей (снизу вверх): конгломераты и кварциты → ортоамфиболиты → двуслюдяные, графитовые и актинолитовые сланцы, филлиты → магнетитовые итабириты [7]. В коре выветривания по итабиритам развиты богатые железные руды, которые разрабатываются карьером с 1963 г.

Зональность железорудной коры выветривания. Залежи богатых железных руд в синклинорной структуре Симанду слагают латеритную кору выветривания *in situ* по итабиритам. Руды отличает унаследованность в продуктах выветривания текстурных и структурных признаков материнских пород. Морфология коры выветривания в целом площадная, но с изменчивой вертикальной мощностью. На месторождении Зогота богатые руды сплошным плащом покрывают выход итабиритовой

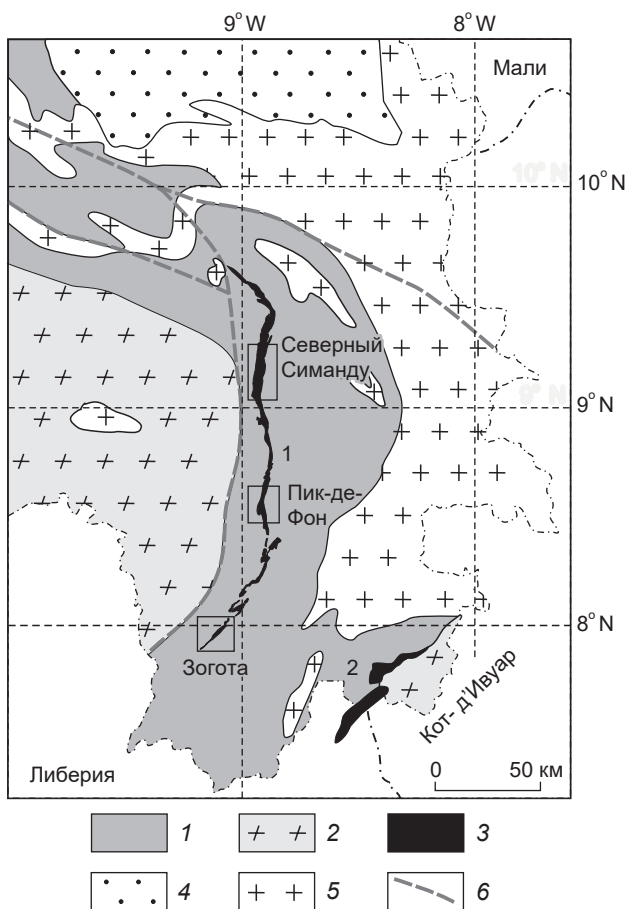


Рис. 1. Геологическая схема юго-востока Гвинеи с контурами железорудных месторождений Северный Симанду, Пик-де-Фон, Зогота (с использованием данных [7]):

1 – архейский гнейсовый комплекс; 2 – позднеархейский либерийский палингенно-интрузивный комплекс (Леано-Либерийский массив); 3 – нижнепротерозойские серии: Симанду (1) – кварциты, сланцы, итабириты; Нимба (2); 4 – нижнепротерозойский бирримский вулканогенно-терригенный протоплатформенный чехол (впадина Сигири); 5 – раннепротерозойский эбурнейский интрузивный комплекс; 6 – региональные разломы

Fig. 1. Geological scheme of Southeast Guinea with contours of the iron ore deposits of Northern Simandou, Pic-de-Fon, Zogota (using data [7]):

1 – Archean gneiss complex; 2 – Late Archean Liberian pilingenetic intrusive complex (Leone-Liberian massif); 3 – Lower Proterozoic series: (1) Simandou (quartzites, schists, and itabirites), and (2) Nimba; 4 – Lower Proterozoic Birrimian volcanogenic-terrigenous protoplatform cover (Siguiiri Basin); 5 – Early Proterozoic Eburnean intrusive complex; 6 – regional faults

толщи, распространяясь от дневной поверхности на глубину от 9 до 150 м. На месторождении Северный Симанду нижняя граница (подошва) рудного пласта резко изменчивая и местами погружается на глубину до 350 м. В то же время богатые руды над итабиритовой толщей местами отсутствуют: они эродированы на крутых скальных склонах и в днищах ручьёв, где обнажаются слабоокисленные итабириты. В разрезе плащеобразных рудных залежей выделяются две главные зоны: нижняя – рыхлых маргитовых руд и верхняя – крепких (скальных) гётит-гематитовых руд. Между этими зонами и неизменёнными итабиритами есть переходные разновидности, которые выделяются при визуальной документации керна и уточняются по химическому составу керновых проб.

К категории богатых относятся железные руды, не требующие обогащения перед металлургическим переделом. Наряду с содержанием железа (более 50 %) для таких руд важным является их физическое состояние (прочность и кусковатость), так как дроблёные до нужного размера (2–4 см) крепкие руды могут непосредственно поступать в доменное производство, а рыхлые руды требуют предварительного окучкования (агломерации). При документации керна по прочности выделялись крепкие руды (раскалываются при сильном ударе молотком) и рыхлые (слабосцементированные, рассыпающиеся при лёгком механическом воздействии). В каждом интервале керновой пробы длиной 1–2 м замерялась длина кусков крепкого керна (более 2–3 см) и их суммарная доля от 0 до 100 %. К крепким рудам отнесены интервалы с долей крепкого керна > 75 % (в среднем около 85 %), к рыхлым – < 15% (в среднем около 5 %). Остальные интервалы относились к смешанным рыхло-крепким рудам.

Вертикальная зональность оруденения в профиле коры выветривания характеризуется ниже по материалам наиболее изученных месторождений Северный Симанду (участок Гафф) и Зогота (см. рис. 1). Оба месторождения весьма сходны по геологическому строению, характеристикам руд и вмещающих пород, поэтому рассматриваются ниже совместно. Зональность оруденения иллюстрируется разре-



зами по буровым профилям (рис. 2). Зональность удобнее рассмотреть снизу вверх, учитывая последовательное изменение вещественного и физического состояния пород и рудных образований по направлению к дневной поверхности. В профиле коры выветривания по итабиритам выделяются: первичные крепкие итабириты → дезинтегрированные и мартитизированные итабириты → рыхлая кварц-мартитовая руда → рыхлая мартитовая и рыхлая мартит-лимонитовая руды → рыхло-крепкая и крепкая гётит-гематитовая руда → оруденелый делювий (канга и кираса).

Первичные итабириты. Неизменённые итабириты месторождений Северный Симанду и Зогота – это плотные, крепкие, полосчатые породы кварц-магнетитового состава с переменным количеством куммингтонита, играющего роль второстепенного (< 5 % объёма) или главного (> 5 %) минерала. Соответственно, выделяются две разновидности итабиритов: собственно итабирит (кварц + магнетит) и амфиболовый итабирит (кварц + магнетит + куммингтонит). Цвет полосчатых итабиритов в целом тёмно-серый, в амфиболовых разностях с зеленоватым оттенком. Магнитная восприимчивость пород (χ) весьма высокая – от $250 \cdot 10^{-5}$ до $1040 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Объёмная масса варьируется от 3,1 до 3,8 т/м³, среднее значение – 3,2–3,4 т/м³.

Полосчатость в итабиритах обеих разновидностей плоскопараллельная, местами плейчатая (рис. 3, 4). Ширина полос изменяется от 0,5 до 5 мм, местами увеличена до 1–10 см. Полосчатость обусловлена чередованием светлых кварцевых и тёмных существенно магнетитовых полос. В амфиболовых итабиритах добавляются полосы, обогащённые куммингтонитом, которые без строгой регулярности чередуются с кварцевыми и магнетитовыми. Контакты прослоев филлитов среди итабиритов параллельны полосчатости, что подчёркивает наследование ею первичной осадочной слоистости. Среди плейчатых текстур в маломощных магнетит-кварцевых слойках часто наблюдается очень сложное смятие, которое могло происходить в ещё нелитифицированном осадке.

Собственно итабириты сложены кварцем на 50–60 об. % и магнетитом на 35–45 об. %.

Присутствуют куммингтонит (1–5 об. %), слюда (до 3 об. %), акцессорные минералы – гематит, пирит, халькопирит. Кварц в мономинеральных полосах слагает гранобластовые агрегаты с размером зёрен 0,02–0,2 мм. Смежные полосы образует магнетит в зёрнах размером до 0,05 мм в сростании с кварцем (рис. 5). Магнетит распространён также в идиоморфных метазёрнах (до 0,5 мм). Метаморфогенный гематит наблюдается в тонкой вкрапленности в кварце. Пирит образует кубические вкрапления (0,01–0,1 мм), спорадически слагает интенсивно пиритизированные полосы (см. рис. 4, а).

Амфиболовые итабириты помимо кварца, занимающего 35–50 % объёма породы, и магнетита (25–40 %) содержат куммингтонит (5–30 %). Куммингтонит – магнезиально-железистый амфибол, в котором электронно-зондовым микроанализом определено 10,1–12,4 % MgO и 32,2–34,8 % FeO [2]. Минерал слагает тёмно-зелёные полосы зернистых и волокнистых агрегатов с вкрапленностью магнетита. Включения мелких игольчатых кристалликов куммингтонита присутствуют в кварцевых полосах. Из второстепенных минералов в породах содержатся кальцит и биотит (в сумме до 5 %), из акцессорных – гематит и сульфиды (пирит, иногда марказит, пирротин, халькопирит). В амфиболовых итабиритах Зоготы в темноцветных полосах вместе с куммингтонитом встречаются пироксены (геденбергит, феррогиперстен), актинолит, хлоритоид, плагиоклаз. Пироксены образуют порфиروبласты размером до 5 мм, мелкий геденбергит слагает отдельные полосы шириной до 1,5 мм (рис. 6).

Мартитизированные и дезинтегрированные итабириты слагают подзону начального изменения пород в профиле коры выветривания мощностью от первых метров до 50 м. Окисление пород фиксируется появлением в ещё крепких итабиритах коричневой окраски по прослоям с магнетитом и амфиболом (см. рис. 4, б). Выше по профилю за счёт послыйного выщелачивания кварца крепкие породы дезинтегрируются, распадаясь на плитки. В окисленных итабиритах магнитная восприимчивость резко уменьшается до $(20–70) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

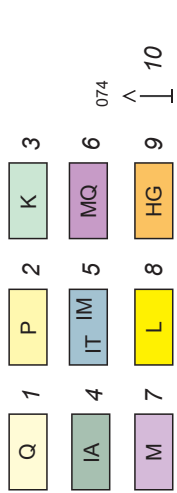


Рис. 2. Геологические разрезы по месторождениям Северный Симанду (профиль Gaff_3894, Gaff_2699) и Зогота (профиль ZOG_072):

1 – кварциты; 2 – филлиты и слюдяные сланцы; 3 – иллит-каолиновая глина; 4 – амфиболовый итабирит; 5 – собственно итабирит первичный (IT) и мартигизированный (IM); 6 – кварц-мартиговая рыхлая руда; 7 – мартиговая рыхлая руда; 8 – мартиг-лимонитовая рыхлая руда; 9 – гётит-гематитовая рыхло-крепкая и крепкая руда; 10 – скважина и её номер

Fig. 2. Geological sections across the Northern Simandou (profiles Gaff_3894, Gaff_2699) and Zogota (profile ZOG_072) ore deposits:

1 – quartzites; 2 – phyllites and mica schists; 3 – illite-kaolinite clay; 4 – amphibole itabirite; 5 – itabirites: primary (IT) and martitized (IM); 6 – quartz-martite friable ore; 7 – martite friable ore; 8 – martite-limonite friable ore; 9 – goethite-hematite friable to solid ore; 10 – borehole and its number

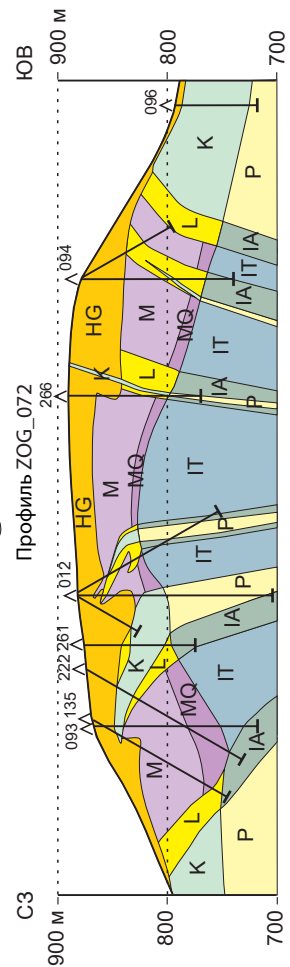
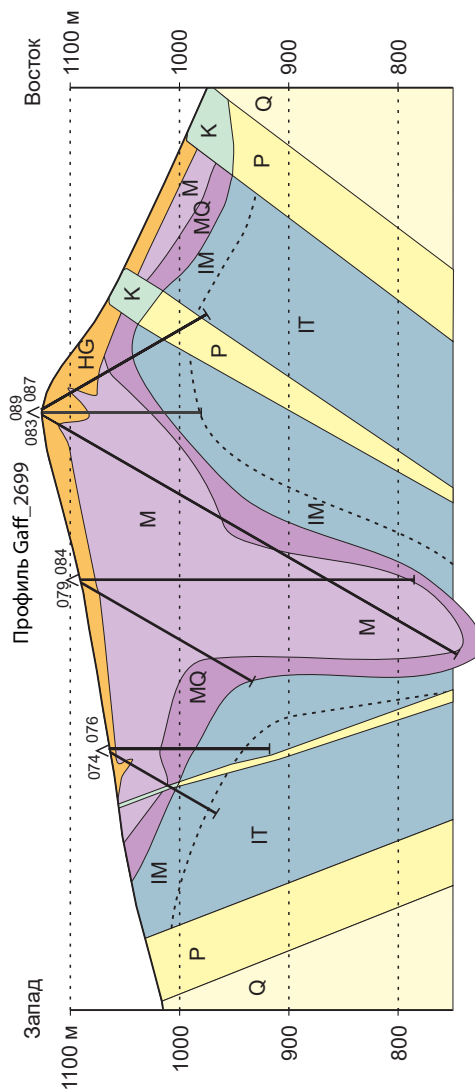
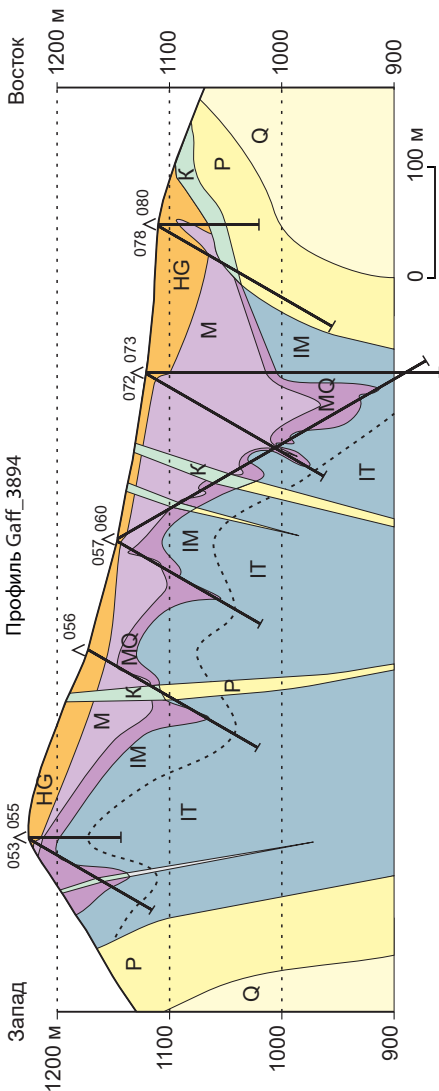




Рис. 3. Вертикально полосчатый итабирит в обнажениях:

a – неизменённый (Северный Симанду); *b* – окисленный (Зогота)

Fig. 3. Vertically banded itabirite in outcrops:

a – unchanged (Northern Simandou); *b* – oxidized (Zogota)

В дезинтегрированных итабиритах средняя объёмная масса уменьшается до $2,9 \text{ т/м}^3$.

В окисленных итабиритах магнетит избирательно замещается гематитом (мартитом), а куммингтонит, пироксены, биотит и сульфиды – гидроксидами железа. Увеличивается пористость пород за счёт растворения и частичного выноса кремнезёма. Реликтовый кварц занимает в среднем 30–40 % объёма породы. Магнетит в количестве 5–15 % образует реликтовые зёрна и полосы среди агрегатов мартита (рис. 7). Мартит составляет до 35 %, гидроксиды железа (совместные агрегаты гётита и гидрогётита) – до 10–15 %. Гётит слагает каёмочные агрегаты вокруг зёрен мартита и кварца, частично замещает мартит. Куммингтонит

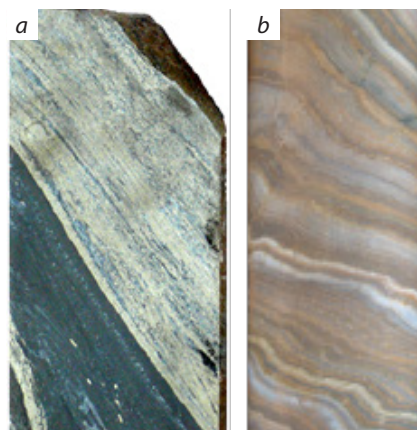


Рис. 4. Итабирит Северного Симанду в керне (диаметр 63 мм):

a – итабирит со светлой пиритизированной полосой (скв. 019 – 117,5 м); *b* – окисленный амфиболовый итабирит плейчатой текстуры (скв. 047 – 114 м)

Fig. 4. Itabirite of Northern Simandou in drill core (diameter 63 mm):

a – itabirite with a light-colored pyritized band (Borehole 019 – 117.5 m); *b* – oxidized amphibole itabirite with crenulated texture (Borehole 047 – 114 m)

почти полностью замещается лимонитом – микрозернистым гётит-гидрогётитовым агрегатом с жёлто-коричневыми внутренними рефлексамми.

Кварц-мартитовая рыхлая руда в профиле коры выветривания начинает зону полного разложения собственно итабиритов вплоть до рыхлого состояния. Мощность подзоны кварц-мартитовой руды составляет 10–20 м, местами до 50 м. Руда представлена сыпучим порошковатым материалом с остатками крепких плитчатых окисленных итабиритов. Порошок тёмно-серый или тёмно-коричневый с белёсым оттенком за счёт зёрен кварца. Гранулометрический анализ показывает, что около 70 % массы составляет зернистый материал размером менее 0,25 мм (рис. 8). По данным рентгенофазового, термического и минералогического анализов, основными минералами руды являются (мас. %): гематит (мартит) – 50–80, гётит + гидрогётит – 8–21, реликтовый кварц 5–25, магнетит 4–12. Объёмная насыпная масса руды варьируется в диапазоне $2,2\text{--}3,3 \text{ т/м}^3$, в среднем составляет $2,7 \text{ т/м}^3$. Магнитная воспри-

Рис. 5. Собственно итабирит под микроскопом (Северный Симанду):

a – в прозрачном шлифе чередование полос кварца (светлое) и магнетита (чёрное) (скв. 002 – 101 м, ник. парал.); *b* – в полированном шлифе полоса агрегата магнетита (светлое внизу) и кварца (тёмная полоса сверху) с мелкими вкраплениями гематита (светлое) (скв. 017 – 197 м)

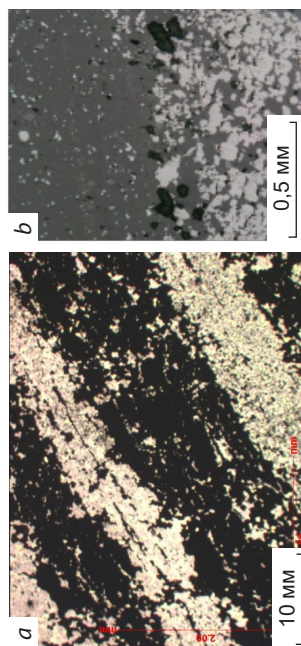


Fig. 5. Itabirite under microscope (Northern Simandou):

a – in a transparent thin section: alternating bands of quartz (light) and magnetite (black) (Borehole 002 – 101 m, parallel nicols); *b* – in a polished section: a band of magnetite aggregate (light, at the bottom) and quartz (dark band, at the top) with little hematite impregnations (light) (Borehole 017 – 197 m)

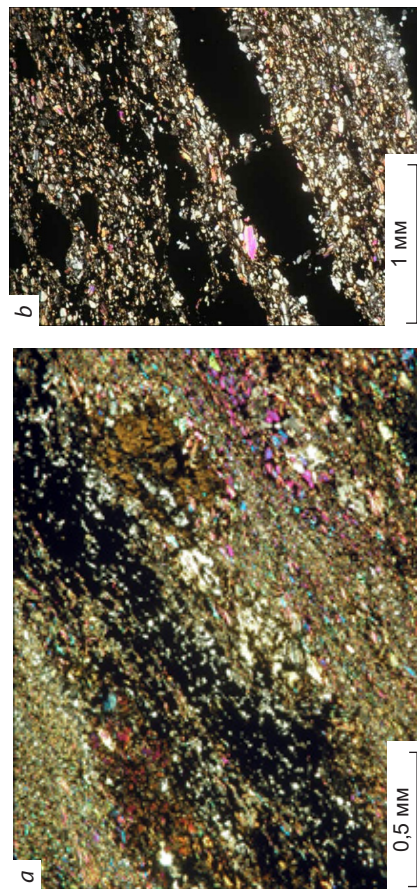


Рис. 6. Амфиоловый итабирит в прозрачных шлифах (Зогота, ник. скрещ.):

a – полосы магнетита (чёрное) и куммингтонита (цветное) с порфиробластами феррогиперстена (тёмно-коричневое) (скв. 007 – 160 м); *b* – полосы мелкозернистого геденбергита (цветное) и магнетита (чёрное) (скв. 045 – 135 м)

Fig. 6. Amphibole itabirite in transparent thin sections (Zogota, crossed nicols):

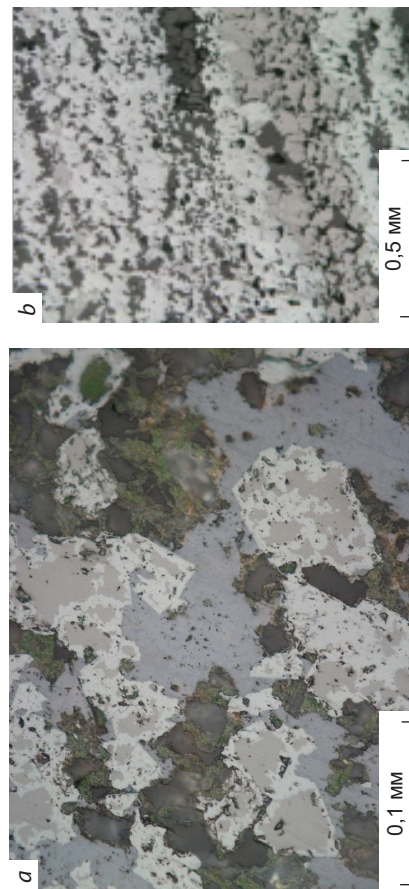
a – bands of magnetite (black) and cummingtonite (colored) with ferrohypersthene porphyroblasts (dark brown) (Borehole 007 – 160 m); *b* – bands of fine-grained hedenbergite (colored) and magnetite (black) (Borehole 045 – 135 m)

Рис. 7. Мартитизированный итабирит в полированных шлифах (Северный Симанду):

a – идиоморфные кристаллы магнетита (коричневатое) частично замещены гематитом-мартитом (белое), серое – кварц, тёмное – поры (скв. 001 – 86 м); *b* – полосы мартита (белое) с реликтовой полосой магнетита (коричневатое) (скв. 017 – 176 м)

Fig. 7. Martitized itabirite in polished sections (Northern Simandou):

a – euhedral magnetite crystals (brownish) partially replaced by hematite-martite (white); gray is quartz, dark are pores (Borehole 001 – 86 m); *b* – bands of martite (white) with a relic band of magnetite (brownish) (Borehole 017 – 176 m)



имчивость за счёт реликтового магнетита повышена, в среднем составляет $(40-45) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Мартитовая рыхлая руда (мартиты) слагает основной объём зоны полного разложения собственно итабиритов. Вертикальная мощность подзоны рыхлых мартитов колеблется от 12 до 310 м. Руда тонкозернистая сыпучая (порошковая). По гранулометрии 60–80 % массы составляет материал зернистостью менее 0,25 мм (см. рис. 8, *b*). Среди порошковой руды присутствуют крепкие реликтовые пластины

окисленных итабиритов в количестве около 5 %. Мартитовая руда – чёрная с синеватым или местами коричневым оттенком за счёт плёнок гидроксидов железа вокруг зёрен мартита. В ненарушенном керне и обнажениях в мартитах видна унаследованная от итабиритов полосчатость. Главными минералами руды являются (мас. %): гематит (70–80) и гётит + гидрогётит (10–20), присутствуют реликтовые магнетит (1–5) и кварц (0,5–3), новообразованный гиббсит (0,5–3). В отдельных пробах диагно-



Рис. 8. Рыхлые руды месторождения Северный Симанду (слева – образец, справа – ситовая фракция):
a – кварц-мартитовая руда (скв. 043 – 59 м, фракция $-0,25+0,125$ мм с зёрнами кварца и чёрного мартита);
b – мартитовая руда (скв. 007 – 128 м, фракция $+1$ мм); *c* – мартит-лимонитовая руда (скв. 068 – 48 м, фракция $-1+0,5$ мм)

Fig. 8. Friable ores of the Northern Simandou deposit (sample on the left, sieve fraction on the right):
a – quartz-martite ore (Borehole 043 – 59 m, fraction $-0.25+0.125$ mm with grains of quartz and black martite);
b – martite ore (Borehole 007 – 128 m, fraction $+1$ mm); *c* – martite-limonite ore (Borehole 068 – 48 m, fraction $-1+0.5$ mm)

стируются анатаз, рутил, диаспор. Объёмная насыпная масса мартитовой руды в среднем около $3,0 \text{ т/м}^3$, магнитная восприимчивость $(30-40) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

На месторождении Пик-де-Фон, по данным [6], также преобладает рыхлая порошковая мартитовая руда, перемежающаяся с интервалами руды пластинчатого сложения (рис. 9). В приповерхностной зоне до глубины 10–20 м руды сильно лимонитизированы и сверху покрыты крепкой гётит-гидрогётитовой коркой (кирасой) мощностью 0,5–2 м.

Мартит-лимонитовая рыхлая руда сформирована в основном по амфиболовым итаби-

ритам. На месторождении Северный Симанду руда этого типа распространена ограниченно в прослоях мощностью 1–10 м среди рыхлых мартитовых и крепких гётит-гематитовых руд. На Зоготе мартит-лимонитовая руда распространена гораздо шире. Она развивается по мощным пачкам амфиболовых итабиритов, участвующим в строении итабиритовой толщи. Порошковая мартит-лимонитовая руда выделяется жёлто-коричневым цветом за счёт большого содержания лимонита (гётит + гидрогётит) (см. рис. 8, с). Объёмная насыпная масса руды $2,1-2,3 \text{ т/м}^3$, магнитная восприимчивость $(20-40) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Рентгенофазовым и термическим анализами в руде определяются (мас. %): гётит + гидрогётит 60–75, мартит 19–32, магнетит 1–10, гиббсит 2–7, кварц 1–3, диагностируются до 1 мас. % нонтронит, диаспор, рутил, анатаз. Мартит в руде в значительной степени замещён гидроксидами железа.

Гётит-гематитовая крепкая и рыхло-крепкая руды слагают верхнюю зону латеритной коры выветривания. Вертикальная мощность зоны колеблется от 1 до 120 м. Формирование крепкой руды обусловлено значительной гётитизацией мартитовой и мартит-лимонитовой руды. Развитие гётит-гидрогётитовых агрегатов укрепляет руду и меняет чёрный мартитовый цвет на коричневый разных оттенков. При документации керна удаётся отделить друг от друга протяжённые интервалы, в которых преобладает крепкая руда (с долей крепкого керна $> 75 \%$), и интервалы разнородной рыхло-крепкой руды, в которых через 0,5–2 м чередуются крепкий и слабосцементированный материал.

Крепкая руда часто сохраняет унаследованную от итабиритов полосчатую текстуру с чередованием полос коричневого гётита и стально-серого гематита (рис. 10). Во многих местах полосчатость стирается, и руда становится кавернозной, массивной или брекчиевидной (рис. 11). По данным рентгенофазового и термического анализов, в руде преобладающим минералом остаётся (мас. %) гематит (30–70), гётит + гидрогётит составляют 20–50. В небольших количествах (1–5 мас. %) присутствуют магнетит, гиббсит, каолинит, кварц.



Рис. 9. Богатая руда ($> 60 \%$ Fe) на месторождении Пик-де-Фон (фото из [6]):

a – рыхлая порошковая мартитовая (гематитовая) руда; *b* – пластинчатая гематитовая руда

Fig. 9. High-grade ore ($> 60 \%$ Fe) at the Pic-de-Fon deposit (photo from [6]):

a – friable powdery hematite; *b* – friable biscuity hematite



Рис. 10. Полосчатая гётит-гематитовая руда в искусственном обнажении (Северный Симанду)

Fig. 10. Banded goethite-hematite ore in artificial outcrop (Northern Simandou)

Объёмная масса крепкой руды 3,2–3,6 т/м³, рыхло-крепкой 2,6–3,4 т/м³, магнитная восприимчивость руд (8–16)·10⁻⁵ ед. СИ.

Под микроскопом в шлифах гётит-гематитовой руды наблюдались особенности и последовательность выделения гипергенных минералов. Выделяются три генерации (стадии) минерализации: мартитовая, гётит-гидрогётитовая (лимонитовая), поздняя гематитовая. Гематит-1 (первой генерации) образует псевдоморфозы замещения по первичному магнетиту (мартит). Они имеют плотное или тонкопористое сложение, в которых гематит-1 имеет скрытокристаллическую структуру или проявляет ясную пластинчатую форму (рис. 12).



Рис. 11. Замещение полосчатого стально-серого мартита коричневым кавернозным гётитом (Северный Симанду, скв. 039 – 3 м, керн диаметром 72 мм)

Fig. 11. Replacement of banded steel-gray martite with brown cavernous goethite (Northern Simandou, borehole 039 – 3 m, drill core 72 mm in diameter)

В мартите часто сохраняются остатки магнетита.

Вторая минеральная генерация представлена скрытокристаллическими, часто коллоидными агрегатами гётита-1 + гидрогётита-1 (первая генерация), которые окружают и цементируют мартитовые зёрна (рис. 13, *a, b*), замещают их вплоть до полных псевдоморфоз (рис. 13, *c, d*). В коллоидных агрегатах наблюдаются зонки с различной отражательной способностью: пониженной у гидрогётита, умеренной у гётита и резко повышенной у гематита-2.

Третья минеральная генерация проявлена метакристаллами и прожилками. Среди агрегатов гётита-1 + гидрогётита-1 в форме замещающих метакристаллов встречаются сравнительно крупные пластинчатые кристаллы гематита-3 (спекулярит, или железная слюдка) (рис. 14, *a*). Гематит-3 встречается также в зернистых агрегатах в прожилковидных выделениях и в цементе обломков гётита-1 (см. рис. 14, *b*). Пустоты среди агрегатов гидрогётита-1 + гётита-1 часто обрамлены шестоватыми кристаллами гётита-2 и пластинчатого гематита-3 (рис. 14, *c*). Пустоты заполняются также гиббситом. Поздний пирит в форме кубических метакристаллов наблюдался в прожилке гётита-2 (см. рис. 14, *d*).

Канга и кираса. На Северном Симанду и Зоготе кангой называются оруденелые крупнообломочные делювиальные отложения, завершающие профиль латеритной коры вывет-

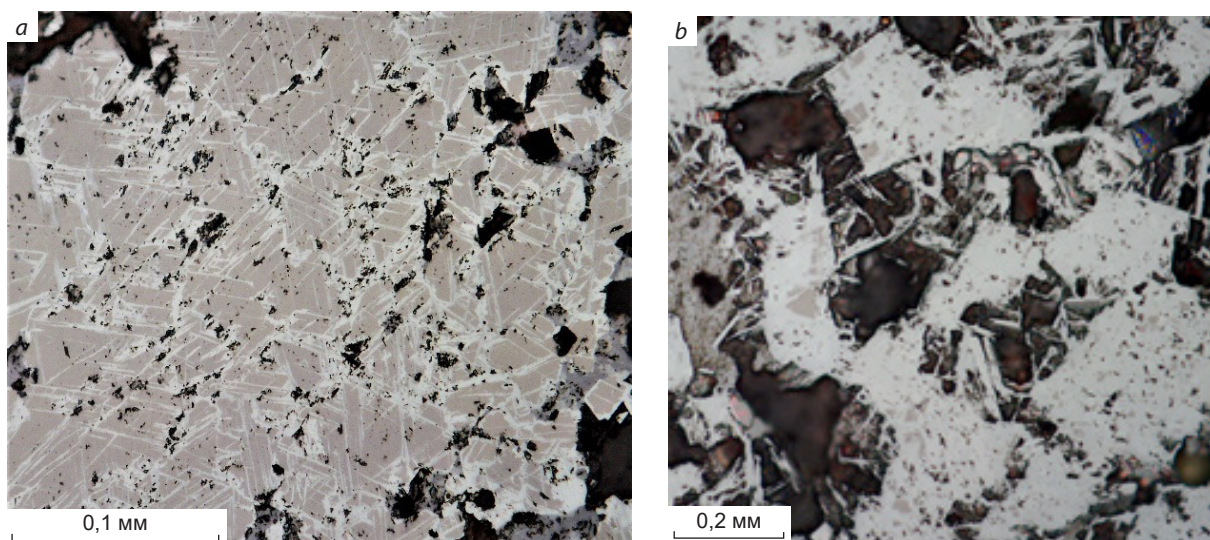


Рис. 12. Мартитизация итабиритов (Северный Симанду, полированные шлифы):

a – начальная степень мартитизации с образованием пластинчатых кристаллов гематита-1 (белое) в зерне магнетита (тёмное) (скв. 009 – 50 м); *b* – почти полные псевдоморфозы пластинчатого гематита-1 (белое) по магнетиту, чёрное – пустоты (скв. 008 – 31 м)

Fig. 12. Martitization of itabirites (Northern Simandou, polished sections):

a – martitization of initial degree with formation of lamellar hematite-1 crystals (white) in a grain of magnetite (brownish) (Borehole 009 – 50 m); *b* – almost complete pseudomorphs of lamellar hematite-1 (white) after magnetite; black are voids (Borehole 008 – 31 m)

ривания (*canga* в Бразилии – железистая брекчия или конгломерат с лимонитовым цементом). Шлейф рыхло-крепких отложений канги мощностью до 10–12 м на многих участках Северного Симанду покрывает склоны итабиритовых хребтов и распространяется до 1 км за краем итабиритовой толщи. На Зоготе на юго-восточном подножии хребта скважинами вскрыта канга мощностью до 40 м. Её отложения содержат обломки гётит-гематитовых руд, окисленных итабиритов, вмещающих кварцитов и филлитов. Размер обломков от 0,5–5 см до угловатых глыб 0,3–0,5 м, цемент насыщен гидроксидами железа (лимонит). По содержанию Fe 40–66 мас. % (в среднем 57,4 мас. %) канга приближается к богатой железной руде.

Кирасой (фр. *cuirasse* – панцирь, броня) называется самый верхний слой делювиальных обломочных отложений, который отличается очень крепким сложением благодаря насыщению цемента плотными натёчными гидроксидами железа. Кираса на обширной территории

слоем мощностью 0–2 м, местами до 5 м, покрывает кангу, гётит-гематитовые и мартитовые руды, окисленные итабириты, окружающие выветрелые филлиты и кварциты. В кирасе над итабиритами угловатый обломочный материал представлен преимущественно крепкими гётит-гематитовыми рудами (рис. 15, *a*). Такая кираса содержит 50–65 мас. % Fe и может быть объединена с нижележащей псевдоморфной гётит-гематитовой рудой. При удалении от итабиритовых хребтов обломки в кирасе уменьшаются в размере, округляются, увеличивается доля обломков пустых местных пород (см. рис. 15, *b*). В результате содержание железа в кирасе падает до 40 % и менее. Во врезках современных речных долин кираса разрушается до свалов глыб и округлых обломков.

Кора выветривания по филлитам. На площади Северного Симанду неизменённые филлиты представлены тонкосланцеватыми породами тёмно-серого и чёрного цвета. В их составе кварц, тонкочешуйчатая слюда (серицит),

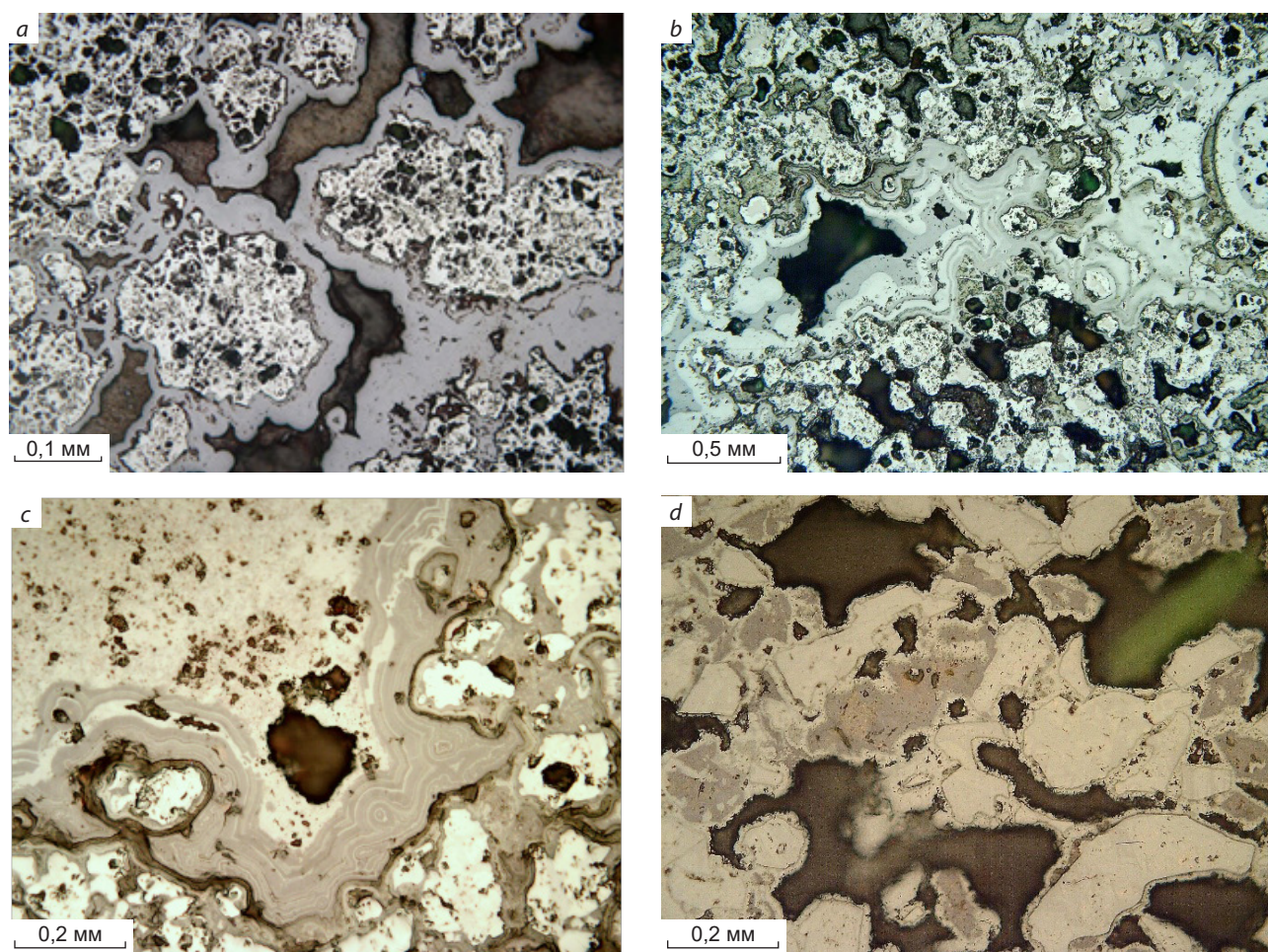


Рис. 13. Замещение мартита гидроксидами железа (полированные шлифы):

a – тонкопористый мартит (белое) окружён каймой гидрогётита-1 (серое), тёмное – пустоты (скв. 020 – 21 м); *b* – колломорфные выделения гётита-1 и гидрогётита-1 среди мартита (скв. 020 – 23 м); *c* – зёрна мартита (белое) в реликтах среди колломорфного агрегата гидрогётита-1 (серое) и гётита-1 (светло-серое), Северный Симанду (скв. 013 – 19 м); *d* – гётит-1 (светло-серое) в полных псевдоморфозах по зёрнам мартита и в каймах вокруг псевдоморфоз, серое – гидрогётит-1, тёмное – пустоты, Зогота (скв. 210 – 4 м)

Fig. 13. Replacement of martite with iron hydroxides (polished sections):

a – finely porous martite (white) surrounded by a rim of hydrogoethite-1 (gray); black are voids (Borehole 020 – 21 m); *b* – colloform segregations of goethite-1 and hydrogoethite-1 among martite (Borehole 020 – 23 m); *c* – martite grains (white) in relics among colloform aggregates of hydrogoethite-1 (gray) and goethite-1 (light gray), Northern Simandou (Borehole 013 – 19 m); *d* – goethite-1 (light gray) as complete pseudomorphs after martite grains and in rims around the pseudomorphs; gray is hydrogoethite-1, dark are voids, Zogota (Borehole 210 – 4 m)

повышенное содержание углеродистого вещества 0,1–1,3 мас. %, иногда отмечаются хлорит и пирит. Среди итабиритов филлиты слагают прослой мощностью 0,2–5 м, местами более. Среди железорудных залежей филлиты находятся в разной степени выветрелости. Изме-

нения пород начинаются с осветления за счёт выноса чёрного углеродистого пигмента, затем породы переходят в рыхлую светлую иллит-каолинитовую глину (рис. 16, *a*), в которой рентгенофазовым анализом дополнительно определяются кварц, нонтронит, гиббсит, рутил.

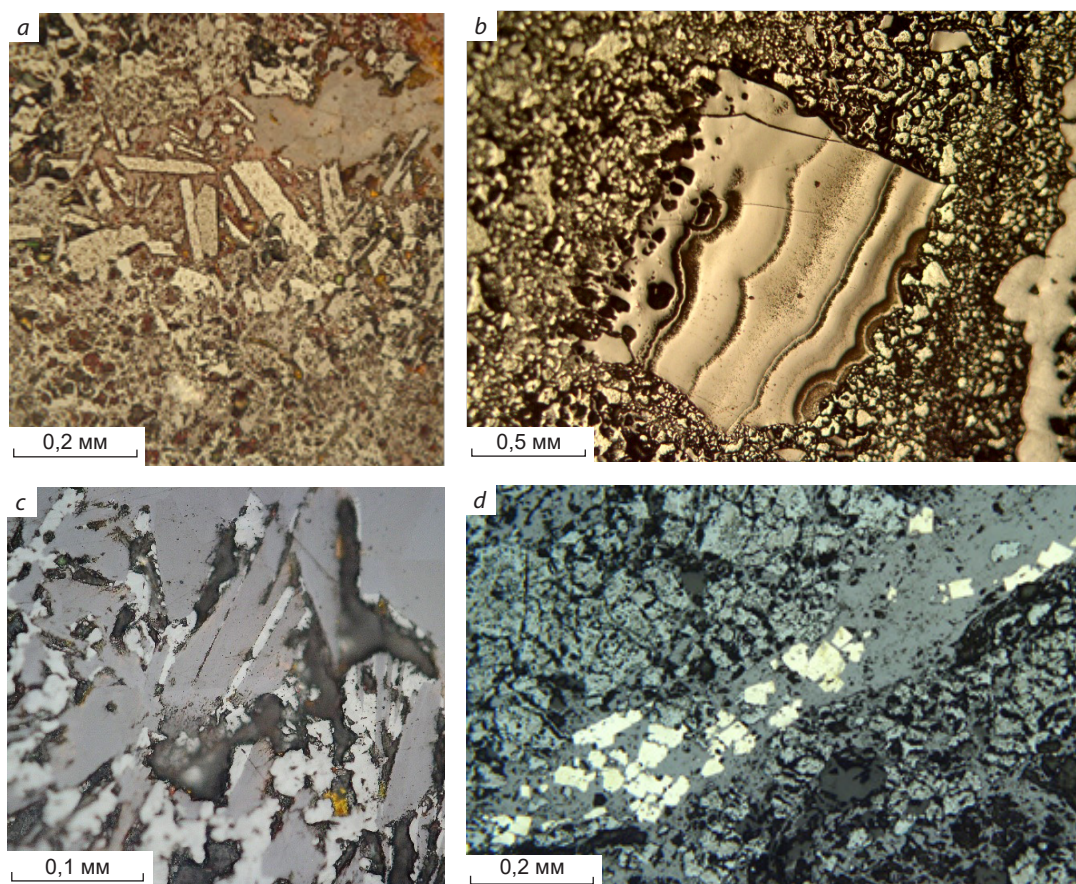


Рис. 14. Поздние генерации гематита, гётита и пирита (полированные шлифы):

a – лейстовидные метакристаллы гематита-3 (светлое) в гётит-гидрогётитовом-1 агрегате, Северный Симанду (скв. 014 – 8 м); *b* – обломок колломорфного гётита-1 в тонкозернистом агрегате гематита-3 (светлое), Зогота (скв. 210 – 11 м); *c* – в пустоте пластинчатые кристаллы гематита-3 (белое) в сростании с шестоватым гётитом-2 (светло-серое) с пустотами (тёмное) (скв. 003 – 11 м); *d* – в мартит-гётитовом-1 агрегате прожилок гётита-2 (светое) с метакристаллами позднего пирита (белое) (скв. 052 – 96 м)

Fig. 14. Late generations of hematite, goethite and pyrite (polished sections):

a – lamellar metacrystals of hematite-3 (light) in goethite-hydrogoethite-1 aggregate, Northern Simandou (Borehole 014 – 8 m); *b* – colloform goethite-1 fragment in fine-grained aggregate of hematite-3 (light), Zogota (Borehole 210 – 11 m); *c* – lamellar crystals of hematite-3 (white) intergrown with columnar goethite-2 (light gray) with voids (dark) (Borehole 003 – 11 m); *d* – veinlet of goethite-2 (gray) with late pyrite metacrystals (white), transecting the martite-goethite-1 aggregate (Borehole 052 – 96 m)

Местами глины сильно пропитаны гидроксидами железа (Fe до 35–50 %). Объёмная масса глин 1,8–2,0 т/м³, что намного меньше, чем у первичных филлитов (2,7 т/м³), магнитная восприимчивость минимальная – до 2·10⁻⁵ ед. СИ.

На месторождении Северный Симанду продуктом наиболее глубокого выветривания филлитовых прослоев являются бокситоносные глины вплоть до бокситов (см. рис. 16, *b*).

В состав бокситов входят (мас. %): гиббсит 20–58, гематит + гётит до 50, иллит + каолинит до 20, кварц 0,5–3, диаспор, рутил и крандаллит до 1. На месторождении Зогота слюдяные сланцы в прослоях среди железной руды до глубины около 100 м также замещены иллит-каолининовой глиной, а до глубины 30 м встречаются бокситы, содержащие (мас. %) Al₂O₃ (44–58), SiO₂ (1,3–8,4), Fe₂O₃ (5–26). Со-

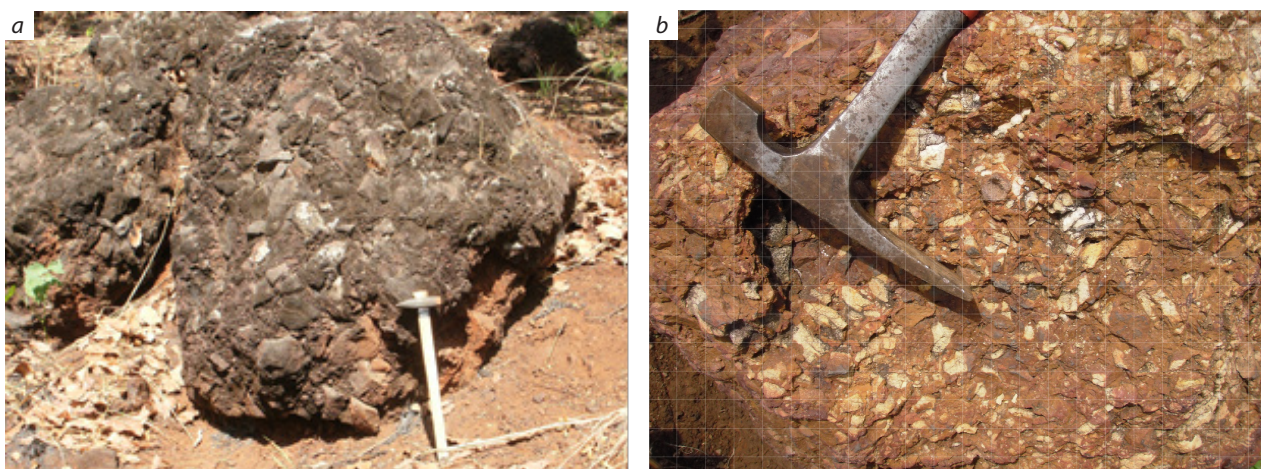


Рис. 15. Глыбы кирасы, Северный Симанду:

a – кираса рудная крупнообломочная; *b* – кираса безрудная с мелкими светлыми обломками пустых кварцитов и сланцев в лимонитовом цементе

Fig. 17. Blocks of cuirass (Northern Simandou):

a – a large-block ore cuirass; *b* – a cuirass with small light fragments of empty quartzites and shales in limonite cement



Рис. 16. Глина и бокситы (кern диаметром 122 мм):

a – белая иллит-каолинистая глина по филлиту, Северный Симанду (скв. 029 – 153 м); *b* – гематит-гипсбитовый боксит, Северный Симанду (скв. 029 – 124 м); боксит Зоготы: *c* – в керне (скв. 262 – 7 м), *d* – в прозрачном шлифе (ник. парал.): гипсбит-2 (белое) выполняет пустоты в коричневом агрегате гипсбит-1 + иллит + лимонит

Fig. 18. Clay and bauxite (drill core with a diameter of 122 mm):

a – white illite-kaolinite clay by phyllite, Northern Simandou (Borehole 029 – 153 m); *b* – hematite-gibbsite bauxite, Northern Simandou (Borehole 029 – 124 m); Zogota bauxite: *c* – in the core (Borehole 262 – 7 m), *d* – in transparent section (parallel nicols): gibbsite-2 (white) performs voids in the brown aggregate gibbsite-1 + illite + limonite

путствующая железнорууденению бокситоноснось на месторождениях района Симанду заслуживает дальнейшего изучения для оценки её практического значения.

Химический состав железных руд. Химический состав рядовых керновых проб определялся рентгенофлуоресцентным методом и включал $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , V_2O_5 , Cr_2O_3 и ППП (потери при прокаливании). По месторождениям Северный Симанду и Зогота из числа имевшихся анализов нами рассчитан средний химический состав основных типов руд и пород (табл. 1). К категории богатой железной руды (с бортовым содержанием 50 % Fe) относятся три типа руд: мартитовый со средним содержанием железа 66,27–64,95 % (Северный Симанду – Зогота), гётит-гематитовый (63,76–62,34 %), мартит-лимонитовый (60,73–59,31 %). На Северном Симанду резко преобладает мартитовая руда, составляющая 72 % от общего объёма богатых руд. Гётит-гематитовая руда занимает 26 об. %, мартит-лимонитовая – около 2 об. %. На месторождении Зогота по объёму преобладает гётит-гематитовая руда – 45 %, мартитовая руда составляет 38 об. %, мартит-лимонитовая – 17 об. %. Более широкое распространение мартит-лимонитовой руды на Зоготе обусловлено большей долей в первичной итабиритовой толще амфиболовой разновидности итабиритов. По этой причине и в других типах руд Зоготы (мартитовом и гётит-гематитовом) выше роль гидроксидов железа, что выражается в больших ППП кристаллизационной воды. В итоге среднее содержание железа в рудных типах Зоготы на 1,3–1,4 % ниже по сравнению с Северным Симанду (см. табл. 1).

К рядовым железным рудам, требующим обогащения, можно отнести: кварц-мартитовую, содержащую в среднем 57,66–57,17 % Fe, кангу (51,86–41,19 %). Потенциальными железными рудами являются также мартитизированные итабириты (42,82–43,29 %), неизменённые магнетитовые итабириты (39,55–39,60 %) и амфиболовые итабириты (36,46–34,43 %). Последние за счёт куммингтонита, пироксенов и кальцита выделяются повышенным содержанием MgO (2,07–1,49 %) и CaO (1,28–0,81 %).

Существенными компонентами железных руд являются кремнезём SiO_2 и глинозём Al_2O_3 , связанные с присутствием в рудах кварца, каолинита и гиббсита. Высокое содержание кремнезёма (14,75–13,71 %) отличает кварц-мартитовый тип руд, повышенное – мартит-лимонитовый (3,88–2,16 %). Минимально содержание SiO_2 в мартитовой (1,45 %) и гётит-гематитовой руде (0,94–1,36 %). Обращает внимание повышенное среднее содержание в богатых рудах глинозёма (1,26–4,30 %), которое заметно выше, чем в материнских итабиритах (0,37–1,01 %). С содержанием глинозёма прямо коррелируется примесь TiO_2 , достигающая 0,38–0,83 % в рудной канге. Содержание оксида фосфора в богатых рудах 0,15–0,29 %. Другие компоненты присутствуют в рудах в практически незначимых средних содержаниях (%): $\text{MnO} \leq 0,1$, $\text{MgO} \leq 0,03$, $\text{CaO} \leq 0,01$, $\text{Na}_2\text{O} \leq 0,03$, $\text{K}_2\text{O} \leq 0,01$, $\text{V}_2\text{O}_5 \leq 0,01$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 \leq 0,01$. Разубоживающее влияние на железные руды оказывают глинистые прослои. Они легко выделяются визуально, благодаря чему возможна их селективная выемка в добычном карьере.

Латеритное выветривание итабиритов и рудообразование сопровождаются значительным массопереносом вещества. Более отчётливый взгляд на баланс вещества даёт изоволюметрический расчёт, то есть расчёт массы главных химических компонентов, содержащихся в кубическом метре руды (табл. 2). На примере месторождения Северный Симанду видно, что главный процесс при выветривании итабиритов – последовательный и глубокий вынос (выщелачивание) кремнезёма. Первичное количество SiO_2 в итабиритах около 1,4 т/м³, в мартитизированных итабиритах оно уменьшается до 1,22 т/м³, резко сокращается в кварц-мартитовой руде до 0,40 т/м³ и достигает минимума 0,09–0,03 т/м³ в богатой руде. Вместе с кремнезёмом из итабиритов почти полностью выносятся магний и кальций.

Основная масса железа в рудах наследуется из итабиритов, содержащих 1,8–2,0 т/м³ Fe_2O_3 . В богатых рудах железо накапливается дополнительно в большом количестве – содержание Fe_2O_3 в мартитовой руде увеличивается до 2,83 т/м³ и достигает максимума 3,05 т/м³



Табл. 1. Средний химический состав основных типов железных руд и пород по данным рентгенофлуоресцентного анализа керновых проб (месторождения Северный Симанду, Зогота, Пик-де-Фон)

Table 1. Average chemical composition of the main types of iron ores and rocks according to X-ray fluorescence analysis of core samples (Northern Simandou, Zogota and Pic-de-Fon deposits)

Тип руд и пород	*	Число проб	Fe ₂ O ₃ общ., %	SiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	TiO ₂ , %	MnO, %	MgO, %	CaO, %	P ₂ O ₅ , %	ППП, %	Fe _{общ.} , %	Объёмная масса, т/м ³	МВ (X), 10 ⁻⁵ ед. СИ
Безрудные глинистые прослои	С	455	23,92	23	39,69	0,96	0,14	0,23	0,01	0,3	10,57	16,74	2,06	2
	С	143	29,98	26,92	26,9	0,72	0,04	0,23	0,03	0,13	13,15	20,98	1,9	0,5
Канга	С	92	74,16	2,01	12,4	0,38	0,03	0,03	0	0,25	10,47	51,86	3,09	14
	С	34	58,9	6,61	19,64	0,83	0,02	0,07	0,01	0,15	13,73	41,19	2,03	2
Гётит-гемагитовый крепкий и рыхло-крепкий	С	1837	91,18	0,94	3,16	0,09	0,04	0,03	0,01	0,22	4,34	63,76	3,34	16
	С	694	89,14	1,36	3,06	0,11	0,06	0,03	0,01	0,22	6,07	62,34	2,94	9
Маргит-лимонитовый рыхлый	С	129	86,84	3,88	3,36	0,09	0,2	0,03	0,01	0,29	5,07	60,73	2,2	29
	С	268	84,85	2,16	4,30	0,13	0,13	0,03	0,01	0,24	8,35	59,31	2,07	7
Маргитовый (< 5 % SiO ₂) рыхлый	С	3147	94,77	1,45	1,26	0,02	0,1	0,03	0,01	0,15	2,34	66,27	2,99	38
	С	579	92,88	1,45	1,67	0,04	0,1	0,03	0,01	0,2	3,75	64,95	2,57	41
Кварц-маргитовый (> 5 % SiO ₂) рыхлый	П	3	90,2	4,4	0,22	0,003	0,006	0,05	0,06	0,04	-	63,1	-	-
	С	924	82,46	14,75	0,73	0,01	0,08	0,03	0,01	0,13	1,86	57,66	2,74	43
Итабирит маргитизированный	С	280	78,46	13,71	1,27	0,02	0,12	0,03	0,02	0,18	3,06	57,17	2,39	39
	С	712	61,23	36,88	0,41	0,01	0,05	0,06	0,01	0,1	1,28	42,82	3,31	55
Итабирит магнетитовый (MgO < 1,2 %)	С	290	61,77	35,13	0,45	0,01	0,06	0,14	0,08	0,1	2,07	43,29	2,88	-
	С	73	56,56	42,54	0,37	0,01	0,02	0,33	0,12	0,08	0	39,55	3,43	609
Итабирит амфиболовый (MgO > 1,2 %)	С	21	56,64	40,55	0,41	0,01	0,03	0,64	0,42	0,14	0,89	39,6	3,19	-
	П	24	50	47,5	0,12	0,02	0,04	0,05	0,05	0,04	1,3	35	3,31	-
Итабирит амфиболовый (MgO > 1,2 %)	С	112	52,14	40,49	0,85	0,03	0,05	2,07	1,28	0,12	2,57	36,46	3,45	609
	С	20	49,2	45,55	1,01	0,03	0,1	1,49	0,81	0,13	1,35	34,43	3,35	-

Примечание. * Месторождения: С – Северный Симанду, З – Зогота, П – Пик-де-Фон по [2, 5]. Во всех типах руд (%): Na₂O ≤ 0,03, K₂O ≤ 0,02, V₂O₅ ≤ 0,01, Cr₂O₃ ≤ 0,01; ППП – потери при прокаливании; МВ – магнитная восприимчивость; - – нет данных.

Note. * Deposits: С – Northern Simandou, З – Zogota, П – Pic-de-Fon according to [2, 5]; in all types of ores (%): Na₂O ≤ 0,03, K₂O ≤ 0,02, V₂O₅ ≤ 0,01, Cr₂O₃ ≤ 0,01. ППП – losses during calcination; МВ – magnetic susceptibility; - – no data

Табл. 2. Среднее содержание основных компонентов в разных типах руд и пород (Северный Симанду)

Table 2. Average content of the main components in different types of ores and rocks (Northern Simandou)

Тип руд и пород	Число проб	Fe ₂ O ₃ общ., %	SiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	Объёмная масса, т/м ³	Fe ₂ O ₃ общ., т/м ³	SiO ₂ , т/м ³	Al ₂ O ₃ , т/м ³
Гётит-гематитовый крепкий	1837	91,18	0,94	3,16	3,34	3,05	0,03	0,11
Мартит-лимонитовый рыхлый (> 6 % ППП)	129	86,84	3,88	3,36	2,2*	1,91	0,09	0,07
Мартитовый (< 5 % SiO ₂) рыхлый	3147	94,77	1,45	1,26	3*	2,83	0,04	0,04
Кварц-мартитовый (> 5 % SiO ₂) рыхлый	924	82,46	14,75	0,73	2,74*	2,26	0,4	0,02
Итабирит мартитизированный	712	61,23	36,88	0,41	3,31	2,03	1,22	0,01
Итабирит магнетитовый (MgO < 1,2 %)	73	56,56	42,54	0,37	3,43	1,94	1,46	0,01
Итабирит амфиболовый (MgO > 1,2 %)	112	52,14	40,49	0,85	3,45	1,8	1,4	0,03

Примечание. * – насыпная объёмная масса.

в гётит-гематитовой руде. Увеличение содержания железа в мартитовой руде может быть объяснено вероятной механической усадкой и уплотнением рыхлых мартитов, из которых почти полностью вынесен кварц. В первичных итабиритах кварц занимает 40–60 % объёма, тогда как современная пористость мартитовой руды 25–35 %. Другая несомненная причина увеличения количества железа в богатых рудах – дополнительный его привнос в мартиты, что находит выражение в развитии гидроксидов железа в форме плёнок, каёмки, колломорфных корок, заполняющих поровое пространство вокруг зёрен мартита.

Заметный привнос в богатые руды обнаруживает также глинозём Al₂O₃ – его содержание в гётит-гематитовой руде повышено до 0,11 т/м³ по сравнению с 0,01–0,03 т/м³ в итабиритах (см. табл. 2).

Основываясь на среднем химическом составе основных типов железных руд и химическом составе слагающих их минералов, для месторождения Северный Симанду рассчитан средний нормативный минеральный состав руд (табл. 3). Номинально все руды включают в себя гематит (с подчинённым количеством реликтового магнетита), гидроксиды железа (гётит с подчинённым количеством гидрогётита), кварц, каолинит и гиббсит. Во всех ти-

пах руд преобладает гематит. Главное различие между богатыми рудами – содержание гидроксидов железа (мас. %): 14,5 в мартитовом типе, 25 в гётит-гематитовом и 31 – в мартит-лимонитовом. Мартитовый тип руд наиболее чист от минеральной примеси кварца, каолинита и гиббсита.

Выводы. На юго-востоке Гвинеи в районе горного хребта Симанду в латеритной коре выветривания по итабиритам сформированы крупные запасы богатых железных руд. Богатые руды поверх итабиритов слагают вертикально-зональные плащеобразные залежи глубиной до 150–350 м.

В последовательности образования богатых железных руд на гипергенном этапе намечается следующий ряд основных процессов (стадий): 1) окислительный процесс мартитизации итабиритов, выраженный псевдоморфным замещением магнетита гематитом-1; 2) почти полное выщелачивание кварца из окисленных итабиритов с образованием рыхлой мартитовой руды при отсутствии сопряжённых скоплений переотложенного кремнезёма; 3) гётитизация рыхлой мартитовой руды в форме псевдоморфоз гидроксидов железа по мартиту, куммингтониту и в виде цемента порового пространства, что вело к образованию крепкой гётит-гематитовой руды; в то же время в



Табл. 3. Средний расчётный минеральный состав (мас. %) основных типов железных руд на месторождении Северный Симанду

Table 3. Average calculated mineral composition (wt. %) of the main types of iron ores at the Simandou deposit

Тип руд	Гематит Fe ₂ O ₃ (+ магнетит)	Гётит FeOOH + гидрогётит	Кварц SiO ₂	Каолинит Al ₄ [Si ₄ O ₁₀](OH) ₈	Гиббсит Al(OH) ₃
Гётит-гематитовый (HG)	69	25	0,2	1,8	3,5
Мартит-лимонитовый (L)	60	31	2	3,5	3
Мартитовый (M)	82	14,5	1	1	1,3
Кварц-мартитовый (MQ)	70	14	14,5	0,5	0,5

руды привносится глинозём с образованием гиббсита; 4) незначительная дегидратация руд с частичным замещением гидроксидов железа гематитом поздней генерации. С третьей и четвёртой стадиями можно связывать формирование делювиальной канги и кирасы как продуктов механического разрушения и перетолжения обломков гётит-гематитовой руды с лимонитизацией цемента.

Наиболее богатая руда – мартитовая, содержит в среднем 65,0–66,3 % Fe. Она формировалась по собственно итабиритам кварц-магнетитового состава. Эти породы отличаются двухкомпонентным первичным химическим составом (SiO₂ и Fe₂O₃) с незначительным содержанием других примесей. Последующий глубокий вынос из пород кремнезёма обусловил высокую чистоту мартитовой руды от примесей. По амфиболовым итабиритам за счёт их гидратации и существенной примеси алюмосиликатных минералов образовалась рыхлая мартит-лимонитовая руда с пониженным содержанием железа (59,3–60,7 %) и существенным содержанием Al₂O₃ (3,4–4,3 %), SiO₂ (2,2–3,9 %), ППП (5,07–8,35 %). Железосодержащие алюмосиликаты (куммингтонит, пироксен, биотит) избирательно замещались гидроксидами железа, а магнетит – гематитом. Третий тип богатой руды – крепкая гётит-гематитовая, содержит 62,3–63,8 % Fe, что ниже, чем в мартитовой руде, вследствие повышенной гидратации крепкой руды.

На месторождениях Зогота и Северный Симанду устанавливается пространственная сопряжённость (сонахождение) богатых железных руд и продуктов выветривания в прослоях

сланцев и филлитов. С мартитовыми рудами сопряжены иллит-каолинитовые глины, а с гётит-гематитовыми – бокситы. Регистрируемый по химическому составу привнос глинозёма в богатые железные руды подчёркивает принципиальное единство химической природы латеритного процесса, который, с одной стороны, приводит к формированию богатых железных руд на субстрате итабиритов, а с другой – к образованию бокситов на субстрате алюмосиликатных пород.

На известных бокситовых месторождениях северо-запада Гвинеи, по данным [5], в типовом профиле латеритной коры выветривания сверху вниз выделяются зоны (горизонты): гидроксидно-железистая кираса мощностью 0–2 м → бокситовая руда 7–9 м → глинисто-железистый (гётит + гематит) латерит 3–4 м → иллит-каолинитовая глина 6–9 м → коренные материнские породы. Последние представлены субгоризонтально залегающими алевролитами, аргиллитами и силлами долеритов. Общая глубина коры выветривания до материнских пород достигает 18–20 м. Бокситовая руда по морфологии представляет собой приповерхностное пластообразное тело сравнительно небольшой мощности 7–9 м. В химизме бокситообразования на фоне накопления глинозёма фиксируется заметный привнос железа, особенно в подстилающий нижний глинисто-железистый горизонт, содержащий от 20 до 80 % Fe₂O₃.

В отличие от бокситов залежи богатых железных руд района Симанду имеют большой вертикальный размах до 150–350 м. При этом значительно колеблется по вертикали как верх-

ная граница, обусловленная расчленённым горным рельефом, так и подошва залежей. Вероятно, крутопадающие неоднородности итабиритов (полосчатость, трещины кливажа) способствовали неравномерному и местами глубокому проникновению метеорных вод. К тому же слабокислые воды, растворяющие кремнезём, не встречали в составе итабиритов нейтрализующих щёлочноземельных элементов, что облегчало химическое воздействие и глубокое проникновение слабокислых вод в породы. Следует отметить феномен бесследного выноса большого объёма кремнезёма при формировании маритовой руды, так как в окружении руд среди вмещающих филлитов не обнаруживается никаких скоплений переотложенного кварца. Общими условиями для образования бокситов и богатых железных руд являются жаркий и переменнo-влажный климат с сезонным выпадением обильных дождей, наличие в профиле выветривания мощной гидрологической зоны инфильтрации и аэрации, присутствие в почвенном покрове органического вещества, способствующего переводу железа в подвижное двухвалентное состояние.

Генезис эпигенетических богатых гематит-маритовых руд в полосчато-железистых формациях мира в литературе рассматривается по-разному – как метаморфогенно-гидротермальный, древний гипергенный и молодой кайнозойский гипергенный [1]. Месторождения рудного района Симанду однозначно доказывают молодое гипергенное происхождение рыхлых маритовых, лимонитовых и крепких гётит-гематитовых руд, которые составляют закономерную последовательность зон латеритной коры выветривания, заключённых между материнскими итабиритами и современной дневной поверхностью.

Выявление генетической связи железного оруденения и бокситообразования позволяет синхронизировать формирование богатых железных руд района с образованием бокситов северо-запада Гвинеи. Возраст большинства бокситовых месторождений определяется приуроченностью к региональной поверхности выравнивания неогенового средне-позднемиоце-

нового возраста, которая в современном рельефе располагается на высотном уровне до 1150 м [4]. Другие более высокие поверхности выравнивания в геоморфологии региона рассматриваются как более древние. Железорудные месторождения района Симанду располагаются на выровненных поверхностях от 850–910 м на Зоготе (средний миоцен) до 1250–1450 м на Северном Симанду (поздний эоцен – ранний миоцен) и до 1500–1650 м на Пик-де-Фон (маастрихт – средний эоцен). Следовательно, начало формирования богатой железной руды можно отнести к палеогеону.

Железные руды демонстрируют высокую устойчивость к денудации, слагая в современном рельефе водораздельную часть горных хребтов. Рыхлая маритовая руда остаётся надёжно бронированной плащом крепкой гётит-гематитовой руды. Даже покровы маломощной кирасы (до 2 м) достаточно для предохранения рыхлой руды от активной поверхностной эрозии, протекавшей в неоген-четвертичное время.

Богатые железные руды месторождений Северный Симанду, Пик-де-Фон и Зогота располагаются в простой горно-геологической обстановке, благоприятной для карьерной разработки. По содержанию железа (60–66 %) они находятся на уровне наиболее богатых месторождений Австралии, Бразилии, Индии, Южной Африки, России (Белгородский железорудный район). Правительством Гвинеи и инвесторами принят план по промышленному освоению железных руд района Симанду с постройкой железной дороги (около 670 км) и морского порта на западе Гвинеи [3]. В будущем крупным ресурсом легкообогащаемых руд, многократно превышающим запасы богатых руд, могут стать первичные магнетитовые итабириты, содержащие 36–40 % Fe.

Список литературы

1. Белевцев Я. Н., Кулик Д. А., Коржнев М. Н. [и др.]. Железисто-кремнистые формации докембрия. – Киев : Наукова думка, 1992. – 228 с.
2. Болонин А. В., Мамедов В. И., Мызников И. К. Железистые кварциты горного хребта Симанду (Гвинеи́ская Республика) // Руды и металлы. –



2022. – № 3. – С. 57–77. – DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10017.

3. *Гвинейский железорудный проект Simandou, наконец, сдвинулся с места.* – URL: <https://www.metalinfo.ru/ru/news/139294> (дата обращения 31.05.2023).
4. *Мамедов В. И., Зайцев В. А., Макарова М. А., Пашков В. С.* Новый взгляд на геоморфологическое развитие рельефа Западной Африки // Доклады Российской Академии наук. Науки о земле. – 2020. – Т. 491, № 2. – С. 20–26. – DOI: 10.31857/S2686739720040118.
5. *Мамедов В. И., Макарова М. А., Боева Н. М., Внучков Д. А., Бортников Н. С.* Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-

Мандинго (Западная Африка). Часть 2: Влияние состава материнских пород на распространенность и качество бокситов // Геология рудных месторождений. – 2021. – Т. 63, № 6. – С. 576–602. – DOI: 10.31857/S001677702105004X.

6. *Cope I. L., Wilkinson J. J., Herrington R. J., Harris C. J.* Geology and Mineralogy of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa / Australasian Institute of Mining and Metallurgy. – 2005. – Spec. Publ. Ser. – № 8. – P. 43–48.
7. *Thieblemont D., Goujou J. C., Egal E., Cocherie A., Delor C., Lafon J. M., Fanning C. M.* Archean Evolution of the Leo Rise and Its Eburnean Reworking // Journal of African Earth Sciences. – 2004. – V. 39. – P. 97–104.

References

1. Belevtsev Ya. N., Kulik D. A., Korzhnev M. N. [et al.]. Zhelezisto-kremnistye formatsii dokembriya [Ferrous-siliceous formations of the Precambrian], Kiev, Naukova dumka Publ., 1992, 228 p.
2. Bolonin A. V., Mamedov V. I., Myznikov I. K. Zhelezistye kvartcity gornogo khrebta Simandu (Gvineiskaya Respublika) [Iron quartzites of the Simandou mountain (Republic of Guinea)], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2022, No 3, pp. 57–77, DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10017. (In Russ.).
3. Gvineiskii zhelezorudnyi proekt Simandou, nakonets, sdivnulsya s mesta [Guinea's Simandou iron ore project has finally moved on], available at: <https://www.metalinfo.ru/ru/news/139294> (Accessed: 31.05.2023)
4. Mamedov V. I., Zaitsev V. A., Makarova M. A., Pashkov V. S. Novyi vzglyad na geomorfologicheskoe razvitie rel'efa Zapadnoi Afriki [New insights in geomorphological evolution of relief of Western Africa], *Doklady Rossiiskoi Akademii nauk. Nauki o zemle* [Reports of the Academy of Sciences], 2020, V. 491, No 2, pp. 20–26, DOI: 10.31857/S2686739720040118. (In Russ.).
5. Mamedov V. I., Makarova M. A., Boeva N. M., Vnuchkov D. A., Bortnikov N. S. Krupneishaya v mire boksitonosnaya provintsiya Futa Dzhallon-Mandingo (Zapadnaya Afrika). Chast' 2: Vliyanie sostava materinskikh porod na rasprostranennost' i kachestvo boksitov [The world's largest Fouta Djallon-Mandingo bauxite province (West Africa): Part 2. The effect of parent rock composition on the abundance and quality of bauxites], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits], 2021, V. 63, No 6, pp. 576–602, DOI: 10.31857/S001677702105004X. (In Russ.).
6. Cope I. L., Wilkinson J. J., Herrington R. J., Harris C. J. Geology and Mineralogy of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa, *Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, 2005, Spec. Publ. Ser., No 8, pp. 43–48.
7. Thieblemont D., Goujou J. C., Egal E., Cocherie A., Delor C., Lafon J. M., Fanning C. M. Archean Evolution of the Leo Rise and Its Eburnean Reworking, *Journal of African Earth Sciences*, 2004, V. 39, pp. 97–104.

Болонин Александр Васильевич (bolonin.a@inbox.ru)

кандидат геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник ¹

Мызников Игорь Константинович кандидат геол.-минерал. наук, сотрудник ²

Нигматуллина Алла Михайловна сотрудник ²

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

² Geoprospects Ltd, city of Sangarédi, Republic of Guinea



СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411:550.4

Филогенез золота вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических руд

Мотов А. П., Соболев А. О.

ООО «Геоконсалт Групп», г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Геодинамическая обстановка формирования вулканогенно-осадочного колчеданно-полиметаллического месторождения предопределяет уровень содержания Au в рудах. Руды, сформированные в обстановке срединно-океанического хребта, характеризуются низкими содержаниями Au. Руды, образованные в условиях островной дуги, имеют более высокие содержания Au. В ходе дальнейшего существования месторождения его руды испытывают неоднократное внешнее воздействие: подводный гальмиролиз, термальный и динамический метаморфизм, гидротермально-метасоматические преобразования, экзогенное окисление. Эти процессы приводят к переводу Au из микро-, наноразмерной в сульфидах к свободной форме нахождения Au и перераспределению Au в рудном поле месторождения. Неоднородность руд по содержанию Au и форме его нахождения необходимо учитывать при составлении ТЭО. Работа предназначена для геологов, проводящих горно-геологическое моделирование, проектирующих способы добычи руды и предлагающих технологию рудопереработки.

Ключевые слова: содержание и формы нахождения золота; массивные, прожилково-вкрапленные и окисленные руды; геодинамические обстановки формирования VMS месторождений, трудно- и легкоизвлекаемое золото.

Для цитирования: Мотов А. П., Соболев А. О. Филогенез золота вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических руд. Руды и металлы. 2023. № 2. С. 64–77. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10009.

Phylogenesis of gold in polymetallic volcanogenic-sedimentary massive sulfide ores

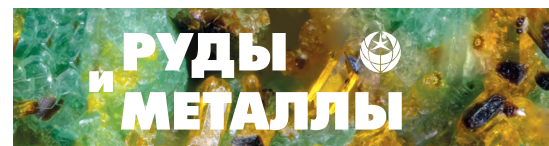
Motov A. P., Sobolev A. O.

ООО Geoconsult Group, St. Petersburg, Russia

Annotation. The Au concentrational level of the ores of polymetallic volcanogenic-sedimentary massive sulfide deposits is predetermined by the geodynamic setting of their formation. The ores formed in a mid-ocean ridge setting are characterized by low Au grades. The ores formed under the island arc conditions possess higher Au contents. In the course of the further existence of the ore deposit, its ores experience repeated external influences: underwater halmyrolysis, thermal and dynamic metamorphism, hydrothermal-metasomatic transformations, and exogenous oxidation. These processes lead to the transfer of gold from a micro- or nano-sized form in the sulfides to the free form and to redistribution of Au over the ore field of the deposit. The heterogeneity of the ores in terms of the Au content and existence forms must be taken into account when preparing a feasibility study. The work is intended for geologists conducting mining and geological modeling, designing techniques for the ore extraction, and proposing ore processing technologies.

Key words: gold content and forms of existence; massive, veinlet-disseminated, and oxidized ores; geodynamic formation conditions of VMS deposits; hardly and easily recoverable gold.

For citation: Motov A. P., Sobolev A. O. Phylogenesis of gold in polymetallic volcanogenic-sedimentary massive sulfide ores. Ores and metals, 2023, № 2, pp. 64–77. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10009.



Под филогенезом золота вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений мы понимаем последовательно проявленные геологические события, определяющие уровень содержания и форму нахождения золота в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений.

В международной геологической литературе широко распространена аббревиатура VMS (volcanogenic massive sulfide), применяемая для типизации вулканогенно-осадочных колчеданно-полиметаллических руд и месторождений. Далее по тексту для краткости изложения материала мы также будем использовать эту аббревиатуру.

Уровень концентрации золота в руде VMS месторождений и его характеристики влияют на оценку рентабельности освоения этих месторождений. В работе рассматриваются геологические события, влияющие на данные параметры.

Геодинамические условия формирования VMS руд и уровень содержания в них Au. Современные VMS рудные концентрации дна мирового океана отличаются от сформированных в предшествующие эпохи VMS месторождений отсутствием наслаивающегося влияния последующих за формированием месторождений геологических событий. Поэтому для современных вулканогенно-осадочных колчеданных руд можно проследить связь между уровнем концентрации Au в них и геодинамической обстановкой их формирования. Накопленные к настоящему времени характеристики современных подводных VMS руд [17] позволяют увидеть тренд увеличения уровня содержания Au в рудах этого типа в следующем ряду геодинамических условий их формирования:

- 1) срединно-океанические хребты;
- 2) внутриконтинентальные задуговые бассейны и внутриконтинентальные рифты;
- 3) внутриокеанические задуговые бассейны;
- 4) вулканические дуги.

В рудах, сформированных в структурах срединно-океанических хребтов (Восточно-Тихоокеанский, Центрально-Индийский и др.) медианное содержание Au 0,59 г/т. В рудах

внутриконтинентального задугового бассейна (желоб Окинава) или внутриконтинентального рифта (Красное море) медианное содержание Au 1,65 г/т. Ещё выше медианное значение содержания Au (2,85 г/т) в рудах, образованных во внутриокеанических задуговых бассейнах (Марианский жёлоб, бассейн Лау и др.). Наиболее высокое медианное значение содержания Au (5,6 г/т) установлено в рудах, локализованных в вулканических дугах (Марианская, Эллинская и др.) (табл. 1).

Аналогичная тенденция последовательного увеличения содержания Au зафиксирована в литифицированных VMS залежах. В рудах месторождений, образованных в обстановке спрединга, медианное содержание Au 0,46 г/т. В рудах, расположенных в структурах внутриконтинентального задугового бассейна и внутриконтинентального рифта, медианное содержание Au 0,7 г/т. Наконец, в рудах, приуроченных к структурам вулканических дуг, медианное значение содержания Au 1,6 г/т (табл. 2; см. табл. 1).

Тренд повышения содержания Au в сульфидных рудах, сформированных в ряду перечисленных структур, может объясняться [17] последовательным увеличением степени гомодромной дифференцированности состава магматического материала в ряду этих структур, что способствует формированию всё более насыщенного золотом флюида.

Преимущественной формой нахождения Au и в современных, и в VMS залежах фанерозоя являются микро-, наноразмерные включения каплевидной и чешуйчатой формы в сульфидных минералах – пирите, халькопирите, марказите, сфалерите, арсенопирите [2, 14, 22]. Сами агрегаты этих минералов проявлены слоистыми скоплениями сульфидов, обладающих микроконцентрически-зонально-коллоидным строением. Такая форма нахождения Au в сульфидных минералах и их агрегатах отражает коллоидное, флокулирующее состояние золота и других рудных элементов в придонных иловых осадках при рудообразовании [2, 22]. Доля рассеянного в сульфидах микро-, наноразмерного золота в массивных стратифицированных сульфидных рудах,

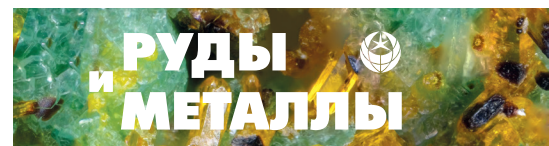
Табл. 1. Содержание Au в рудах современных и фанерозойских месторождений, сформированных в различных геодинамических обстановках

Table 1. Au content in ores of Recent and Phanerozoic ore deposits formed in different geodynamic settings

Геодинамическая обстановка рудоформирования	Число рудных объектов	Число проб	Содержание Au, г/т				Примеры рудных объектов, [литературный источник]
			медианное	среднее арифметическое	min	max	
<i>Современные руды</i>							
Срединно-океанический хребет (зона спрединга)	62	2220	0,56	1,17	0,01	11	Локис Каstell, Месо, Соне, Эдмонд, Логки [17]
Внутриконтинентальный задуговый бассейн или внутриконтинентальный рифт	23	227	1,65	1,99	0,06	4,5	Норт Кнолл, Минами Инсайт Сайт, Ихеа Ридж, Узена Кулдрон, Хакури, Атлантис Диип [17]
Внутриокеанический задуговый бассейн	35	543	2,85	4,61	0,01	31	Сумизу Рифт, Алис Спрингс, Яманака Сайт, Пика Сайт [17]
Вулканическая дуга	6	1398	5,6	7,97	0,05	43	Сумизу Рифт, Алис Спрингс, Яманака Сайт, Пика Сайт [17]
<i>Фанерозойские руды</i>							
Срединно-океанический хребет (зона спрединга)	12	нет данных	0,46	0,68	0,14	1,7	Махаб, Сафит, Аль Джадид, Ортаklar, Маваровуни [15]
Внутриконтинентальный задуговый бассейн и внутриконтинентальный рифт	17	нет данных	0,7	0,98	0,17	3,07	Карибу, Брунsvик, Лэндин-Лейк, Стратман Мэйн, Мэри Брук, Гримсделен [21, 25]
Вулканическая дуга	25	нет данных	1,6	2,19	0,3	9,1	Манто Рэйс, Лос-Мантос, Сан-Фернандо, Ла-Плата [23]

например, Учалинского месторождения, достигает 85 % от общего количества золота в рудах этого месторождения [3]. Помимо непосредственных наблюдений микро-, нано-включений Au в сульфидах под электронным микроскопом на тесную связь золота с минералообразующими элементами сульфидов указывают значимые коэффициенты парной корреляции этого элемента с Cu, Zn, Pb, As и элементами-примесями в сульфидных минералах, такими как Cd, In, Bi, Sb, Ag, Vi, Mo,

Ag, а также пространственное совпадение ореолов концентрации Au и вышеуказанных элементов в разрезах сульфидных залежей. Подобные признаки ассоциативности золота с главными минералами полиметаллических залежей зафиксированы на уральском Ново-Учалинском месторождении [3], канадском месторождении Мобурб [20] и других VMS месторождениях. Иными словами, в подавляющем объёме массивных сульфидных руд золото находится в связанной с сульфидами фор-



ме, трудноизвлекаемой при переработке руд. Чуть бóльшая доля свободного золота проявлена в весьма локальных по объёму своего проявления так называемых кондуитах – линейных крутопадающих обособлениях рудного материала, трассирующих положение флюидопроводящих каналов внутри залежей массивных сульфидных руд [6, 10].

Частичное изменение формы нахождения Au в сульфидных рудах вследствие процессов подводного гальмиролиза формирующихся VMS руд. Формирование VMS руд проходит в обстановке тектонической активности участка рудоконцентрирования и прерывистопорционного поступления рудоносного флюида в морскую среду. Эти события приводят к инверсии кислотной обстановки, окружающей формирующуюся колчеданную залежь. Тектонические нарушения придонных сульфидных построек в сопровождении парциально проявляющейся окислительной обстановки в морской среде, окружающей рудную залежь, приводят к частичному разрушению колчеданной залежи и замещению сульфидных минералов оксидными [6, 10]. Сульфиды замещаются магнетитом, гематитом, гётитом, халькозином, борнитом, самородным серебром и другими минералами, свойственными минеральному набору «железной шляпы» над колчеданными месторождениями. Часть золота в ходе этих процессов освобождается из сульфидов, и в зоне окисления появляется самородное золото, а также сильванит и электрум, то есть происходит увеличение массы легкоизвлекаемого золота. Размер выделений свободного золота варьирует от 0,00п до 4 мм. Доля этих образованных в подводных условиях окисленных разностей сульфидных руд в общем объёме VMS руд невелика, но возможность присутствия таких руд, включающих золото в свободной форме, целесообразно учитывать при разведке конкретного месторождения.

Прожилково- жильные штокверковые руды в рудных полях VMS месторождений. В рудных полях VMS месторождений отмечаются проявления жильно-штокверковой полиметаллической, золотополиметаллической, золото-

кварцевой, золото-баритовой минерализации, которая рассматривается и как гидротермально-метасоматическая стадия, развивающаяся по трещинам в подстилающих массивные рудные залежи вулканогенно-осадочных толщах близко/одновременно с накоплением массивных вулканогенно-осадочных руд, и как проявление гидротермальной минерализации последующей коллизионной эпохи [4, 7, 9]. Вероятнее всего, жильно-штокверковая минерализация может формироваться и одновременно с осадочной массивной сульфидной рудой, и в ходе более позднего коллизионного геологического этапа [16].

К числу признаков формирования жильно-штокверковой минерализации коллизионного этапа могут быть отнесены следующие характеристики.

- Наличие в рудном поле VMS месторождения как слабо-, так и значительно золотоносных массивных колчеданно-полиметаллических руд [9] (табл. 3). Для Галкинского месторождения (Урал) доля слабозолотоносных медно-цинковых и цинковых руд составляет 64 % от общего объёма. На долю обогащённых золотом медно-цинковых и цинковых руд приходится 28 %, доля малосульфидных золотокварцевых руд – 11 %. То есть примерно треть объёма руд Галкинского месторождения представлена золотосодержащими рудами. Другим примером золотоносности VMS месторождения является Риддер-Сокольное (Рудный Алтай), где 15 % руд занято собственно золотокварцевыми [4].

- Отсутствие парной корреляции содержания Au с содержаниями Cu, Zn, Pb при наличии парной корреляции прочих рудных компонентов друг с другом.

- Приуроченность ореолов концентрации Au к линейным крутопадающим разрывным нарушениям, пересекающим плащеобразные залежи колчеданно-полиметаллических руд, и выход этих ореолов концентрации Au за пределы колчеданно-полиметаллических руд (рис. 1) [4, 9].

- Изотопно-геохронологические датировки околорудных гидротермально-метасоматических минералов жильно-прожилковой ми-

Табл. 2. VMS месторождения, сформированные в различных геодинамических обстановках

Table 2. VMS deposits formed in different geodynamic settings

География	Региональная рудоконтролирующая структура	Рудовмещающие комплексы и формации	Примеры месторождений (содержание Au в руде, г/т) [литературный источник]
<i>Срединно-океанический хребет (зона спрединга)</i>			
Россия, Южный Урал	Магнитогорская мегазона	Зона контакта серпентинитов и вмещающих их базальтоидов однородной базальтовой формации, переслаивающейся с углисто-кремнистыми сланцами и песчаниками, объединённых в сакмарскую свиту (O_3-S_1)	Дергамышское (0,6); Ивановское (0,42); Ишкинское (1,4) [10, 19]
Оман	Пояс Оманских гор	Зона контакта пластинообразных серпентинизированных перидотитов и известковистых кремнистых сланцев, объединённых в комплекс Сэмейл (K_2)	Махаб-4 (0,18); Макэйл Южный (0,14); Хаил Аз Сафит (0,50); Аль Аз Асгар (0,9); Аль Джадид (0,38); Байада (1,2) [15]
Турция	Анатолийский пояс	Зона контакта пластин серпентинизированных гарцбургитов с базальтами и пелагическими известняками, объединённых в комплекс Кочали (T_3)	Ортаклар (0,38) [27]
Кипр	Таврический пояс	Подушечные лавы базальтового состава, объединённые в вулканическую серию Троодос (K_2)	Маваровуни (0,3); Калавосус-Мусулос (1,7) [12, 18]
<i>Внутриконтинентальный задуговой бассейн</i>			
Канада	Пояс группы Батерст	Рудные залежи локализованы среди вулканитов базальт-риолитовой формации, выделяемой в составе группы Батерст (O_2)	Карибу (0,89); Брунвик № 12 (0,67); Каноз Лэндин Лэйк (2,28); Хэалтс Стеел Б Зон (0,7); Лувикурт (2,43); Мэри Брук (0,8); Орван Брук (0,9); Рестигуш (1,61); Роки Турн (3,07); Стратман Мэйн (1,01); Ведж (0,68) [20, 21, 23]
<i>Внутриконтинентальный рифт</i>			
Норвегия	Пояс Фундсйо	Туфы базальт-риолитовой формации, выделяемой в составе группы Фундсйо (C_3)	Нордр Гэйтригэн (0,27); Сендр Гейтриген (0,35); Новедрува (0,35); Гримсделен (0,25); Гримсталагрува (0,17) [13]



Табл. 2. Продолжение

<i>Палеоостровная дуга</i>			
Мексика	Пояс Фзулакес-Тланильра серии	Углисто-кремнистые сланцы на контакте базальтов и перекрывающих их риолитов (базальт-риолитовая формация) (K_1)	Манто Райс (0,5); Лос-Мантос (0,86); Эл Капирэ (0,61); Аврора-1 (1,79); Аврора-2 (1,51); Круз Бланка (0,43); Гуадалупе (0,88) [23]
Урал	Тагильская мегазона	Кремнистые сланцы, алевриты среди вулканитов базальт-дацит-риолитовой формации, объединяемые в нижнешемурскую свиту (O_3-S_1)	Саумское (1,7) [8]
		Туфы и лавы базальт-риолитовой формации, объединяемые в верхнешемурскую свиту (S_1)	Валенторское (1,36); Галкинское (0,71) [8, 9]
		Вулканиты базальт-риолитовой формации, углисто-кремнистые сланцы, алевриты, объединяемые в краснотурьинскую свиту (O_3-S_1)	Хабуня (1,16); Уткинское (1,88) [8]
		Вулканиты базальт-риолитовой формации, объединяемые в кабанскую свиту (O_3-S_1)	Кабан-1 (1,04) [8]
		Вулканиты базальт-риолитовой формации, туфопесчаники, объединённые в павдинскую свиту (S_1)	Северо-Калугинское (4,03) [8]
	Магнитогорская мегазона	Вулканиты базальт-риолитовой формации с прослоями известняков, объединённые в кармалыташскую свиту (D_2)	Учалинское (1,6); Ново-Учалинское (1,4); Узельгинское (1,8) [3, 10]
		Вулканиты базальт-риолитовой формации, песчаники, известняки, объединённые в баймак-бурибайскую свиту (D_1)	Таш-Тау (3,2); Вишневское (2,4); Балта-Тау (4,5) [6]
Куба	Пояс свиты Лос-Пасос	Вулканиты андезит-дацитовой формации, объединённые в подсвиту Лос-Пасос (K_1)	Сан-Фернандо (9,1); Инрдэпэнсиа (3,0); Антолнито (0,3); Лос-Серрос (4,17) [5]
Эквадор	Западные Кордильеры	Вулканиты базальт-андезит-дацитовой формации, объединённые в свиту Макучи (эоцен)	Ла-Плата (4,8) [26]

нерализации и сопоставление их с палеонтологическим возрастом вулканогенно-осадочных руд, вмещающих стратифицированную массивную колчеданно-полиметаллическую минерализацию. Так, на месторождениях Муракты и Карагайлы Южного Урала наблюдались факты наложения жильно-прожилковых гид-

ротермальных руд на массивные сульфидные залежи, принадлежащие кармалыташской вулканогенно-осадочной свите среднего девона. При этом изотопно-геохронологическое датирование околорудных гидротермально-метасоматических минералов из околорудного ореола жильно-прожилковых руд Rb-Sr

Табл. 3. Разновидности руд Галкинского месторождения (Урал) [9]

Tab. 3. Ore varieties of the Galkinskoe ore deposit in the Urals [9]

Тип руды (глубина отбора проб, м)	Число проб в выборке	Параметры	Au, г/т	Ag, г/т	Pb, %	Cu, %	Zn, %
				Пробирный анализ		Атомно-абсорбционный	
				Лаборатория АО «ЗСУ»			
Медь-цинк- колчеданная (10–74 м)	24	среднее	0,19	32,73	0,22	2,29	3,54
		min	0,05	2,5	0,05	0,95	0,05
		max	0,4	234	1,14	10,2	22,4
Цинк- колчеданная (11–106 м)	516	среднее	0,28	6,52	0,15	0,13	1,78
		min	0,05	2,5	0,05	0,05	0,85
		max	0,43	120	1,58	0,43	10,9
Золото-медно- колчеданная (13–93 м)	127	среднее	5,14	141,91	1,08	3,41	15,82
		min	0,54	16,70	0,05	0,96	1,33
		max	82,2	1269	13,8	9,5	51,9
Золото-медно- колчеданная (11–97 м)	119	среднее	1,2	56,58	0,58	0,19	2,27
		min	0,45	2,5	0,05	0,05	0,85
		max	18,1	644	7,6	0,44	11,2
Золото-кварцевая (12–88 м)	98	среднее	1,04	46,22	0,08	0,08	0,18
		min	0,45	2,5	0,05	0,05	0,05
		max	4,3	871	0,24	0,44	0,44

методом указывают на раннепермский возраст этих минеральных гидротермально-метасоматических ореолов [7].

- Структурно-геологические реперы, отделяющие залежи массивных сульфидных руд от более поздних жильно-штокверковых руд. Так, на месторождениях Бакр-Тау и Таш-Тау Южного Урала помимо массивных медно-цинковых руд проявлены поздние золото-барит-полиметаллические руды, наложенные на массивные медно-цинковые руды. Эти два типа руд разделены интрузивными телами крупнопорфировых риодацитов [11].

В золото-сульфидно-кварцевых прожилках штокверковых руд золото находится в свободной форме. Размер обособлений золота, как правило, от 0,0п до 0,00п мм [6], но в некоторых случаях, как например в золото-кварцевых жилах месторождения Риддер-Сокольное (Восточный Казахстан), размер выделений золо-

та достигает 4 мм [4]. Среднее содержание Au в золото-сульфидно-кварцевых жилах может превышать среднее содержание Au в массивных сульфидных рудах. Так, на Риддер-Сокольном месторождении среднее содержание Au в массивных сульфидных рудах составляет 4 г/т, а в золото-кварц-сульфидных жильных – 32 г/т [4]. В качестве другого примера подобной же тенденции различия уровня содержания Au в массивных сульфидных и в прожилковых рудах можно привести VMS месторождение Ортаklar (Турция), в массивных сульфидных рудах которого среднее содержание Au 0,23 г/т, а в штокверковых рудах – 0,97 г/т [27].

VMS руды, подвергнутые динамометаморфизму. Следы термального и динамометаморфизма VMS руд наблюдаются на многих месторождениях. В результате этих процессов происходит перекристаллизация

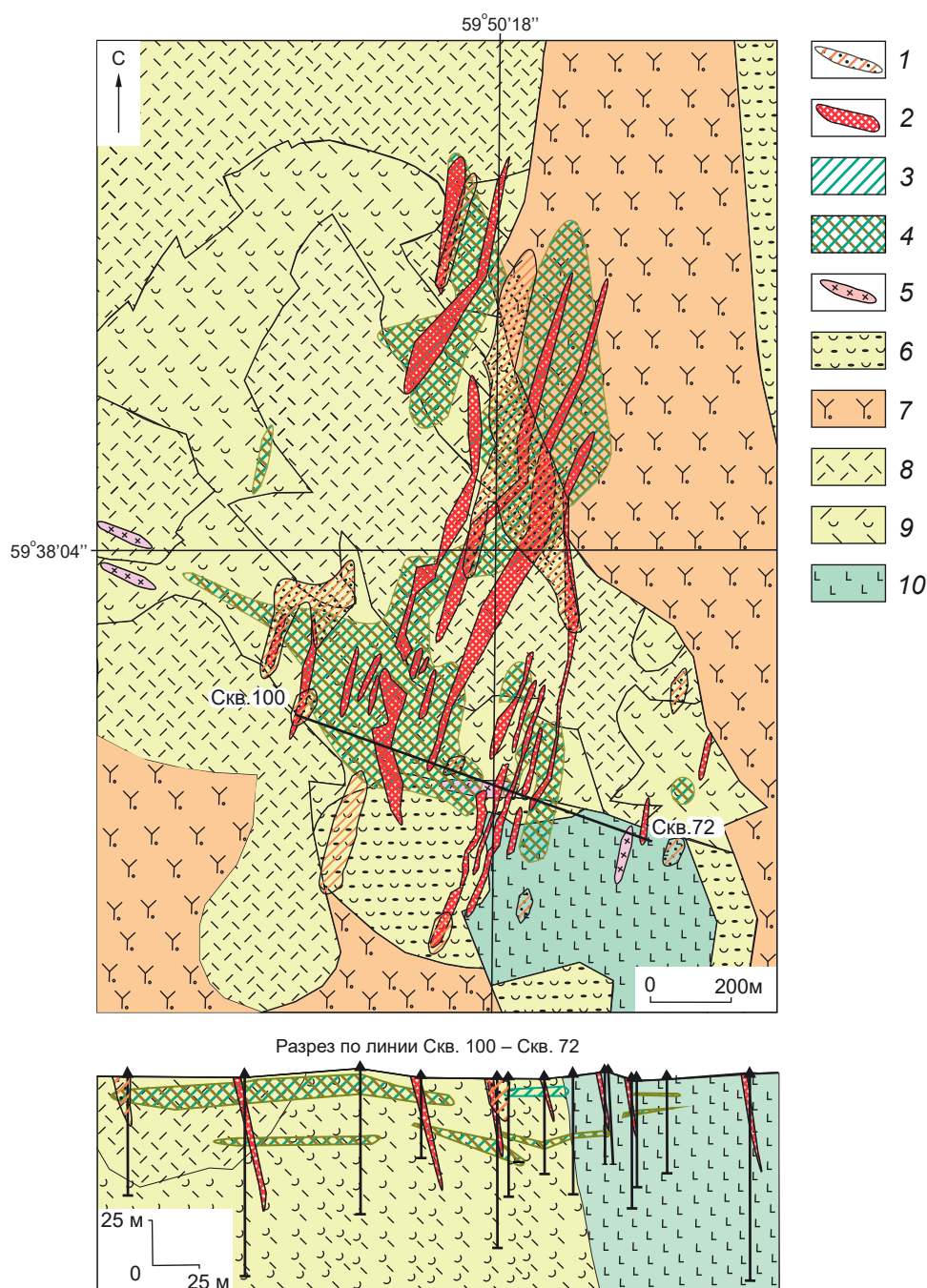


Рис. 1. План и разрез рудного поля Галкинского месторождения (Северный Урал) [9]:

1 – окисленные руды; первичные руды с содержанием главных рудных компонентов: *2* – Au ≥ 1,0 г/т, *3* – Cu ≥ 1 %, *4* – Cu ≥ 1 %, Zn ≥ 1 %; вмещающие породы: *5* – диориты, *6* – туфопесчаники и туфоконгломераты, *7* – дацит-порфиры, *8* – фельзиты массивные, *9* – туфы агломератовые, *10* – андезибазальты

Fig. 1. Plan and cross-section of the ore field of the Galkinskoe deposit, Northern Urals [9]:

1 – oxidized ores; primary ores with the contents of the main ore components: *2* – Au ≥ 1.0 g/t, *3* – Cu ≥ 1%, *4* – Cu ≥ 1%, and Zn ≥ 1%; host rocks: *5* – diorites, *6* – tuff sandstones and tuff conglomerates, *7* – dacite-porphyrries, *8* – massive felsite, *9* – agglomerate tuffs, *10* – basaltic andesites

сульфидных руд. При этом вновь образованные сульфидные минералы освобождаются от микро-, нановключений золота в своём составе, а золото приобретает собственную форму обособления. Эти процессы были прослежены при микрозондовом анализе распределения Au в образцах арсенопирита из VMS руд месторождений Скеллефте в Швеции [24].

Пробы арсенопирита были выбраны из руд месторождений, расположенных в различных метаморфических зонах. Исследования показали, что наиболее очищенные от Au арсенопириты (среднее содержание Au 0,21 г/т) находятся в зоне наиболее значительного метаморфизма андалузит-мусковит-амфиболитовой фации, тогда как в арсенопирите из руд зеленосланцевой фации среднее содержание Au 35,1 г/т. При этом в зоне максимального метаморфизма андалузит-мусковит-амфиболитовой фации распространены богатые (содержание Au 300–600 г/т) золотокварцевые жилы. По данным изучения газовой-жидких включений кварца из этих жил, их формирование происходило при температуре 400–450 °С и давлении 5 кбар.

Распределение Au в вертикальном профиле экзогенного окисления VMS руд. Переход золота из упорной в легкоизвлекаемую форму происходит при окислении сульфидных руд. В зоне окисления сульфидных руд золото представлено двумя разновидностями – остаточным и вновь образованным золотом. Остаточное формируется за счёт слипания субмикроскопических частиц гипогенного золота, выделившегося вследствие разрушения золотосодержащих сульфидных минералов. При этом образуется так называемое горчичное золото, представленное скрытокристаллическими пористыми агрегатами. Вновь образованное золото формируется из растворов в форме: 1) агрегатов дендритовидной формы; 2) плёнок вокруг реликтовых золотин или кристаллов самородной меди; 3) золотосодержащего шахнерита (AgHg); 4) электрума. Распределение золота в профиле вертикальной зональности зоны окисления сульфидных руд, в частности, изучено на Александринском VMS месторождении (Южный Урал) [1]. Среднее

содержание Au в первичных сульфидных рудах этого месторождения 6,6 г/т. В зонах охристых железняков и сульфидно-баритовой содержание Au увеличивается в 2,4 раза, достигая 16 г/т (рис. 2). В вертикальном профиле зоны окисления полиметаллическая руда постепенно окисляется, переходя от кристаллических сульфидных агрегатов к бурожелезняковым и охристым агрегатам (рис. 3).

Извлечение золота из окисленных руд, как правило, производится путём чанового или наземного в куче цианирования. При этом потребляемое количество цианида напрямую зависит от количества медьсодержащих минералов в руде (самородная медь, биверит, халькозин и др.). Цианид в первую очередь взаимодействует с медьсодержащими минералами, переводя медь в раствор, в форму медьсодержащих комплексных соединений.

Заключение. Рассмотренные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Наиболее насыщенные золотом VMS руды формируются в обстановке островной дуги. При этом на месторождениях, образованных в этом геодинамическом режиме, нередко формируются не только вулканогенно-осадочные массивные, но и штокверковые руды. Примерами таких руд, в частности, являются руды вышеупомянутых Галкинского (Урал), Риддер-Сокольного (Рудный Алтай), Ортаклар (Турция) месторождений. Пространственная неоднородность состава руд VMS месторождений, образованных в обстановке островной дуги, требует особо пристального внимания.

2. При разведке VMS месторождений помимо общей задачи оценки ресурсов главных рудных компонентов целесообразно искать признаки геологических событий, изменяющих форму нахождения золота в рудах с трудноизвлекаемой на легкоизвлекаемую, а также обогащающих золотом залежи массивных сульфидных руд и в целом – рудное поле месторождения. К числу таких признаков можно отнести:

- Участки субмаринного гидролизного и экзогенного окисления первичных руд, создающих участки вторичного обогащения золотом окисленных руд.

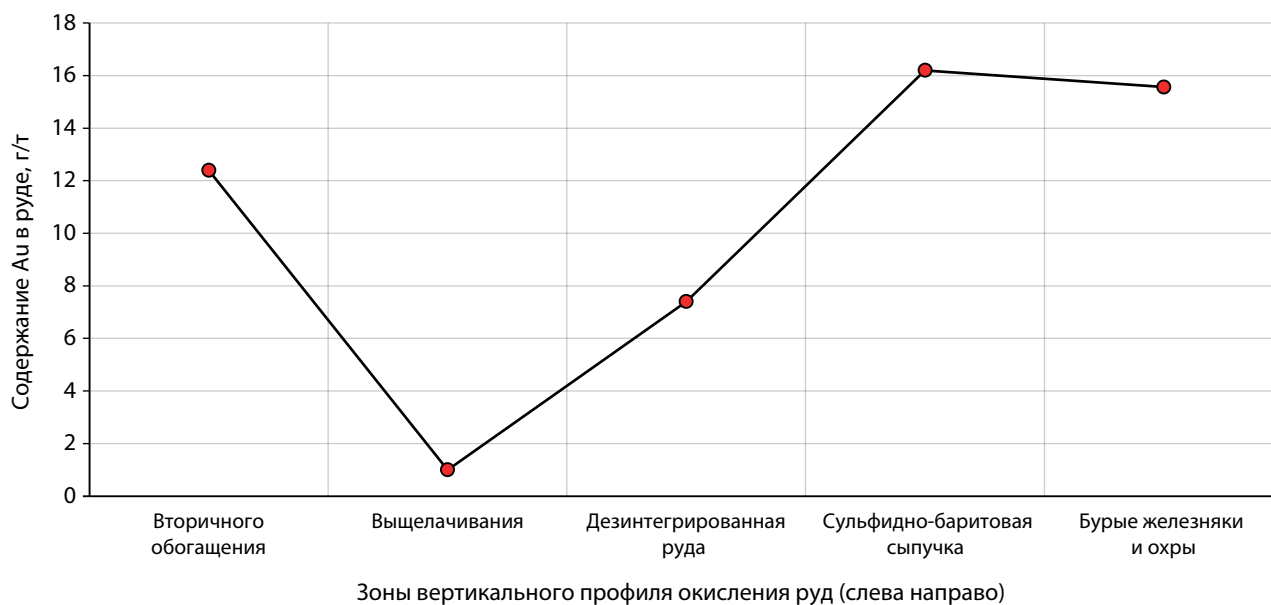


Рис. 2. Распределение содержания Au в вертикальном профиле окисленных руд Александринского месторождения [1]

Fig. 2. Vertical distribution of the Au content of oxidized ores of the Alexandrinskoe deposit [1]



Рис. 3. Фото окисленных полиметаллических руд в вертикальном профиле возрастания степени окисления:

a – частично окисленная полиметаллическая руда; *b* – полностью окисленная дезинтегрированная руда; *c* – бурый железняк с включениями самородного золота; *d* – окисленная руда в состоянии охры

Fig. 3. Photos of the oxidized polymetallic ores along the vertical profile of increasing the oxidation degree:

a – partially oxidized polymetallic ore; *b* – completely oxidized disintegrated ore; *c* – brown iron ore with inclusions of native gold; *d* – oxidized ore at the other degree

- Фрагменты рудного поля, подвергнутые динамо- и термальному метаморфизму. Реперами термального метаморфизма являются проявления высокотемпературных метасоматических минералов, таких как гранат, цоизит, амфибол, пироксен, андалузит, магнетит и др. Динамометаморфизм руд проявляется в формировании участков перекристаллизации рудных минералов с образованием директивной текстуры агрегатов рудных минералов.
- Проявление внутри плащеобразных залежей массивных сульфидных руд линейных зон концентрации Au, имеющих крутое залегание и выходящих за пределы залежей массивных сульфидных руд в виде малосульфидной золотокварцевой минерализации.

Дифференцированный подход к типизации рудного поля VMS месторождения может способствовать более экономически рентабельной селективной отработке месторождения. Из золотообогащённых массивных сульфидных руд могут быть получены золотосодержащие цинковые, медные, свинцовые концентраты, стоимость которых будет в разы выше стоимости этих концентратов с низким содержанием золота. Жильные малосульфидные золотокварцевые руды, так же как и руды зон вторичного сульфидного обогащения, могут перерабатываться прямым чановым выщелачиванием золота с переводом в золотосодержащий катодный концентрат, поступающий на дальнейшее рафинирование с получением сплава Доре.

Список литературы

1. Блинов И. А., Белогуб Е. В., Новоселов К. А. Минералогия золота и серебра в бурых железняках Александринского месторождения (Южный Урал) // Минералогия. – 2017. – Т. 3, № 3. – С. 28–36.
2. Викентьев И. В. Невидимое и микроскопическое золото в пирите: методы исследования и новые данные для колчеданных руд Урала // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 4. – С. 267–298.
3. Викентьев И. В., Спирина А. В. Геохимическая зональность рудной залежи Ново-Учалинского колчеданного месторождения (Южный Урал, Россия) // Вестник геонаук. – 2022. – № 11 (335). – С. 11–19.
4. Ганженко Г. Д., Юдовская М. А., Викентьев И. В. Золотополиметаллическая минерализация Риддер-Сокольского месторождения на Рудном Алтае (Восточный Казахстан) // Минералогия. – 2018. – № 4 (1). – С. 8–34.
5. Колон Д. Н., Пачеко М. С. Золоторудные и золотосодержащие пластово-колчеданные месторождения Центральной Кубы // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2020. – № 63 (3). – С. 27–37.
6. Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю. Минералы золота и серебра в рудных фациях золото-колчеданно-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района, Южный Урал // Литосфера. – 2011. – № 6. – С. 71–90.
7. Знаменский С. Е., Знаменская Н. М. Полигенно-полихронные золотосульфидные месторождения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Международная конференция «Рудогенез» (2–7 февраля 2008, Екатеринбург). – С. 108–110.
8. Контарь Е. С. Геолого-промышленные типы месторождений меди, цинка, свинца на Урале. – Екатеринбург : УГГУ, 2013. – 199 с.
9. Несис В. Н., Мотов А. П., Бутняков А. В. Золотообогащённые колчеданные Саумское и Галкинское месторождения, Северный Урал // Руды и металлы. – 2019. – № 2. – С. 73–83.
10. Масленников В. В., Аюпова Н. Р., Масленникова С. П., Целуйко А. С. Гидротермальные биоморфозы колчеданных месторождений: микротекстуры, микроэлементы и критерии обнаружения. – Екатеринбург : РИО УрО РАН, 2016. – 388 с.
11. Серавкин И. Б. Проблемы и некоторые результаты изучения колчеданных месторождений Южного Урала // Геологический сборник. – 2001. – № 2. – С. 133–151.
12. Adamides N. G. Mafic-dominated volcanogenic sulphide deposits in the Troodos ophiolite, Cyprus Part 2 – A review of genetic models and guides for



- exploration // Applied Earth Science (Trans. Inst. Min. Metall. B). – 2010. – V. 119, № 4. – P. 193–204.
13. *Bjerkard T., Bjorlykke A.* The Stratabound sulfide deposits in the Folldal area, Southern Trondheim Region, Norway // Norsk Geologisk Tidsskrift. – 1974. – № 74. – P. 1–25.
 14. *Bortnikov N. S., Cabri L. J., Vikentiev I. V. [et al.]*. Invisible Gold in Sulfides from Seafloor Massive Sulfide Edifices // Geology of Ore Deposits. – 2003. – V. 45, № 3. – P. 201–212.
 15. *Close R.* VMS Exploration in Oman. Update on Discovery history. Mining and stratigraphy // Presentation on the report at the SMEDG Talk. – 2015. – 45 p.
 16. *Dube B., Gosselin P., Merrcier-Langevin P. [et al.]*. Gold-rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposits // Mineral Deposits of Canada: Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Province, and Exploration Methods, Special Publication. – 2007. – № 5. – P. 75–94.
 17. *Fuchs S., Hanington M. D., Petersen S.* Diving gold in seafloor polymetallic massive sulfide systems // Mineralium Deposita. – 2019. – № 54. – P. 789–820.
 18. *Hanington M. D., Galley A. G., Herzig P. M. [et al.]*. Comparison of the Tag mound and stockwork complex with Cyprus-type massive sulfide deposits // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. – 1998. – V. 158. – P. 389–415.
 19. *Jonus P.* Tectonostratigraphic of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Ural): Phd thesis. – Freiburg, 2003. – 123 p.
 20. *Larocque A. C. L., Hodgson C. J., Laflleur P. J.* Gold Distribution in the Moburb Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposit, Noranda, Quebec: A Preliminary Evaluation of the Role of Metamorphic Remobilization // Economic Geology. – 1993. – V. 88. – P. 1443–1459.
 21. *McClenaghan S. H., Lentz D. R.* Abundance and speciation of gold massive sulfides of the Bathurst mining, New Brunswick, Canada // The Canadian Mineralogist. – 2004. – V. 42. – P. 851–871.
 22. *McLeish D. F., Williams-Jones A. E., Vasykova O. V. [et al.]*. Colloidal transport and flocculation are the cause of hyperenrichment of gold in nature // Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2021. – V. 118. – № 20. – P. 1–6.
 23. *Rhys D. A., Enns S. G., Ross K. V.* Geological Setting of deformed VMS-type mineralization in the Azulaquez-Tlanilpa area, Northern Guerrero state, Mexico // Conference: VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Volume: VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. – 2000. – P. 113–133.
 24. *Wagner T., Klemnd R., Wenzel T. [et al.]*. Gold upgrading in metamorphosed massive sulfide ore deposits: Direct evidence from laser-ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry analysis of invisible gold // Geology. – 2007. – V. 35, № 9. – P. 775–778.
 25. *Wright J., Lentz D. R., Rossiter S., Garland P.* Analysis of Au-Ag Mineralization in the Caribou Base-Metal VMS Deposit, New Brunswick; Examination of Micro-Scale Inter- and Intra-Sulfide Distribution and Its Relation of Geometallurgy // Minerals. – 2016. – № 6 (4): 113. – P. 1–25.
 26. *Tripodi D., Chiradia M., Fontbote L.* Geological setting, mineralogy, and geochemistry of the Early Tertiary Au-rich volcanic-hosted massive sulfide deposit of La Plata (Western Cordillera, Ecuador) // Mineral Exploration and Sustainable Development, Proceedings of the Biennial SGA Meeting, 24–28 August 2003, Athens (Greece). – P. 1–4.
 27. *Yildirim N., Donmez C., Kang J. [et al.]*. A magnetite-rich Cyprus-type VMS deposit in Ortaklar: A unique VMS style in the Tethyan metallogenic belt, Gaziantep, Turkey // Ore Geology Reviews. – 2016. – № 79. – P. 425–442.

References

1. Blinov I. A., Belogub E. V., Novoselov K. A. Mineralogiya zolota i srebro v burykh zheleznyakakh Aleksandrinskogo mestorozhdeniya (Yuzhnyi Ural) [Mineralogy of gold and silver of gossans of the Alexandrinskoe deposit (South Urals)], *Mineralogiya [Mineralogy]*, 2017, V. 3, No 3, pp. 28–36. (In Russ.).
2. Vikent'ev I. V. Nevidimoe i mikroskopicheskoe zoloto v pirite: metody issledovaniya i novye dannye dlya kolchedannykh rud Urala [Invisible and microscopic gold in pyrite: methods and new data for massive sulfide ores of the Urals], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of Ore Deposits]*, 2015, V. 57, No 4, pp. 267–298. (In Russ.).

3. Vikent'ev I. V., Spirina A. V. Geokhimicheskaya zonal'nost' rudnoi zalezhi Novo-Uchalinskogo kolchedannogo mestorozhdeniya (Yuzhnyi Ural, Rossiya) [Geochemical zonality of the ore lode of the Novo-Uchal VMS deposit (South Urals, Russia)], *Vestnik geonauk [Bulletin of Geosciences]*, 2022, No 11 (335), pp. 11–19. (In Russ.).
4. Ganzhenko G. D., Yudovskaya M. A., Vikent'ev I. V. Zolotopolimetallicheskaya mineralizatsiya Ridder-Sokol'nogo mestorozhdeniya na Rudnom Altae (Vostochnyi Kazakhstan) [Gold-polymetallic mineralization of the Ridder-Sokolnoye deposit in the Rudny Altai (Eastern Kazakhstan)], *Mineralogiya [Mineralogy]*, 2018, No 4 (1), pp. 8–34. (In Russ.).
5. Kolon D. N., Pacheko M. S. Zolotorudnye i zoloto-soderzhashchie plastovo-kolchedannye mestorozhdeniya Tsentral'noi Kuby [Gold and gold-bearing volcanogenic massive sulphide deposits of Central Cuba], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka [Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration]*, 2020, No 63 (3), pp. 27–37. (In Russ.).
6. Zaikov V. V., Melekestseva I. Yu. Mineraly zolota i srebra v rudnykh fatsiyakh zoloto-kolchedannopolimetallicheskih mestorozhdenii Baimakskogo rudnogo raiona, Yuzhnyi Ural [Minerals of gold and silver in the ore facies of gold-sulfide-base-metal deposits of the Baimak region, South Urals], *Litosfera [Lithosphere]*, 2011, No 6, pp. 71–90. (In Russ.).
7. Znamenskii S. E., Znamenskaya N. M. Poligenno-polikhronnye zolotosul'fidnye mestorozhdeniya Magnitogorskoi megazony (Yuzhnyi Ural) [Polygenic-polychronous gold-sulfide deposits of the Magnitogorsk megazone (Southern Urals)], *Mezhdunarodnaya konferentsiya "Rudogenez" (2–7 fevralya 2008, Ekaterinburg) [International Conference "Rudogenesis" (February 2–7, 2008, Ekaterinburg)]*, pp. 108–110. (In Russ.).
8. Kontar' E. S. Geologo-promyshlennye tipy mestorozhdenii medi, tsinka, svintsa na Urale [Geological and industrial types of copper, zinc, lead deposits in the Urals], Ekaterinburg, UGGU Publ., 2013, 199 p.
9. Nesis V. N., Motov A. P., Butnyakov A. V. Zolotoobogashchennye kolchedannye Saumskoe i Galkinskoe mestorozhdeniya, Severny Ural [Gold-rich pyrite Saumskoe and Galkinskoe deposits, North Urals], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2019, No 2, pp. 73–83. (In Russ.).
10. Maslennikov V. V., Ayupova N. R., Maslennikova S. P., Tseluiko A. S. Gidrotermal'nye biomorfozy kolchedannykh mestorozhdenii: mikrotekstury, mikroelementy i kriterii obnaruzheniya [Hydrothermal biomorphoses of massive sulfide deposits: biomineralization, trace elements and bio-productivity criteria], Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 2016, 388 p.
11. Seravkin I. B. Problemy i nekotorye rezul'taty izucheniya kolchedannykh mestorozhdenii Yuzhnogo Urala [Problems and some results of the study of sulfide deposits of the Southern Urals], *Geologicheskii sbornik [Geological Collection]*, 2001, No 2, pp. 133–151. (In Russ.).
12. Adamides N. G. Mafic-dominated volcanogenic sulphide deposits in the Troodos ophiolite, Cyprus Part 2 – A review of genetic models and guides for exploration, *Applied Earth Science (Trans. Inst. Min. Metall. B)*, 2010, V. 119, No 4, pp. 193–204.
13. Bjerkerud T., Bjorlykke A. The Stratabound sulfide deposits in the Folldal area, Southern Trondheim Region, Norway, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1974, No 74, pp. 1–25.
14. Bortnikov N. S., Cabri L. J., Vikentiev I. V. [et al.]. Invisible Gold in Sulfides from Seafloor Massive Sulfide Edifices, *Geology of Ore Deposits*, 2003, V. 45, No 3, pp. 201–212.
15. Close R. VMS Exploration in Oman. Update on Discovery history. Mining and stratigraphy, *Presentation on the report at the SMEDG Talk*, 2015, 45 p.
16. Dube B., Gosselin P., Merrcier-Langevin P. [et al.]. Gold-rich Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, *Mineral Deposits of Canada: Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Province, and Exploration Methods*, Special Publication, 2007, No 5, pp. 75–94.
17. Fuchs S., Hanington M. D., Petersen S. Diving gold in seafloor polymetallic massive sulfide systems, *Mineralium Deposita*, 2019, No 54, pp. 789–820.
18. Hanington M. D., Galley A. G., Herzig P. M. [et al.]. Comparison of the Tag mound and stockwork complex with Cyprus-type massive sulfide deposits, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1998, V. 158, pp. 389–415.
19. Jonus P. Tectonostratigraphic of oceanic crustal terrains hosting serpentinite-associated massive sulfide deposits in the Main Uralian Fault Zone (South Ural): Phd thesis, Freiburg, 2003, 123 p.
20. Larocque A. C. L., Hodgson C. J., Laflleur P. J. Gold Distribution in the Moburb Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposit, Noranda, Quebec: A Preliminary Evaluation of the Role of Metamorphic Remobilization, *Economic Geology*, 1993, V. 88, pp. 1443–1459.



21. McClenaghan S. H., Lentz D. R. Abundance and speciation of gold massive sulfides of the Bathurst mining, New Brunswick, Canada, *The Canadian Mineralogist*, 2004, V. 42, pp. 851–871.
22. McLeish D. F., Williams-Jones A. E., Vasykova O. V. [et al.]. Colloidal transport and flocculation are the cause of hyperenrichment of gold in nature, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2021, V. 118, No 20, pp. 1–6.
23. Rhys D. A., Enns S. G., Ross K. V. Geological Setting of deformed VMS-type mineralization in the Azulaquez-Tlanilpa area, Northern Guerrero state, Mexico, Conference: VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. Volume: VMS Deposits of Latin America, Geological Association of Canada, *Mineral Deposits Division*, 2000, pp. 113–133.
24. Wagner T., Klemnd R., Wenzel T. [et al.]. Gold upgrading in metamorphosed massive sulfide ore deposits: Direct evidence from laser-ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry analysis of invisible gold, *Geology*, 2007, V. 35, No 9, pp. 775–778.
25. Wright J., Lentz D. R., Rossiter S., Garland P. Analysis of Au-Ag Mineralization in the Caribou Base-Metal VMS Deposit, New Brunswick; Examination of Micro-Scale Inter- and Intra-Sulfide Distribution and Its Relation of Geometallurgy, *Minerals*, 2016, No 6 (4): 113, pp. 1–25.
26. Tripodi D., Chiradia M., Fontbote L. Geological setting, mineralogy, and geochemistry of the Early Tertiary Au-rich volcanic-hosted massive sulfide deposit of La Plata (Western Cordillera, Ecuador), *Mineral Exploration and Sustainable Development, Proceedings of the Biennial SGA Meeting, 24–28 August 2003, Athens (Greece)*, pp. 1–4.
27. Yildirim N., Donmez C., Kang J. [et al.]. A magnetite-rich Cyprus-type VMS deposit in Ortaklar: A unique VMS style in the Tethyan metallogenic belt, Gaziantep, Turkey, *Ore Geology Reviews*, 2016, No 79, P. 425–442.

Мотов Андрей Павлович (apmotov@gmail.com)

кандидат геол.-минерал. наук, научный сотрудник

Соболев Александр Олегович

кандидат геол.-минерал. наук, главный геолог

ООО «Геоконсалт Групп», г. Санкт-Петербург, Россия

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.462:549.08:553.075 (571.5)

Рудно-метасоматическая зональность молибденовых рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное Джетского рудного узла (Восточный Саян)

Сучков А. В.¹, Выдрич Д. Е.²

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского, г. Москва, Россия

² ООО «Полюс Геосервис», г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. Молибденовое оруденение в Восточном Саяне представлено штокверковым, жильным и скарновыми типами оруденения. В статье рассматриваются молибденовые рудопроявления Джетского рудного узла Сисимо-Дивногорской минерагенической зоны, имеющие штокверковый тип оруденения. Джетский рудный узел расположен в 160 км на северо-восток от г. Абакана и в 150 км к югу от г. Красноярска. Изучение вещественного состава руд, рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов, минеральных ассоциаций, морфологических типов рудных образований, их взаимоотношений и пространственного распределения показало, что рудно-метасоматическая зональность молибденовых рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное Джетского рудного узла представлена метасоматическими изменениями пропилитового типа с наложенным на них в центральной части рудопроявлений прожилковым окварцеванием, несущим медно-молибденовую минерализацию.

Ключевые слова: молибден, рудная зональность, метасоматическая зональность, Джетский рудный узел.

Для цитирования: Сучков А. В., Выдрич Д. Е. Рудно-метасоматическая зональность молибденовых рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное Джетского рудного узла (Восточный Саян). Руды и металлы. 2023. № 2. С. 78–89. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10010.

Alteration-mineralization zonality of the Teploe 2 and Intruzivnoe molybdenum prospects in the Djetsky ore cluster, Eastern Sayan

Suchkov A. V.¹, Vydrich D. E.²

¹ FSBI VIMS, Moscow, Russia

² ООО Polyus Geoservis, Saint Petersburg, Russia

Annotation. Molybdenum mineralization in the Eastern Sayan is represented by the stockwork, vein, and skarn types. The article is devoted to molybdenum ore occurrences of the Dzhetsky ore cluster of the Sisim-Divnogorsk minerogenic zone, that are characterized by the stockwork type mineralization. The Dzhetsky ore cluster is located 160 km northeast of Abakan and 150 km south of Krasnoyarsk. The study included investigations of the host rocks, ores, and ore-accompanying metasomatic alterations; their mineral assemblages; and the morphological types, relationships, and spatial distribution of the ore segregations. It has been demonstrated that the alteration-mineralization zonality of the Teploe 2 and Intruzivnoe molybdenum prospects of the Dzhetsky ore cluster is represented by the propylite type metasomatic alterations that are superimposed in the central segments of the ore occurrences by veinlet silicification bearing copper-molybdenum mineralization.

Key words: molybdenum, mineralization zonality, alteration zonality, Dzhetsky ore cluster.

For citation: Suchkov A. V., Vydrich D. E. Alteration-mineralization zonality of the Teploe 2 and Intruzivnoe molybdenum prospects in the Djetsky ore cluster, Eastern Sayan. Ores and metals, 2023, № 2, pp. 78–89. DOI: 10.47765/0869-5997-2023-10010.



Джетский рудный узел находится в границах Сисимского рудно-россыпного района Сисимо-Дивногорской золото-молибден-полиметаллической минерагенической зоны в западной части Восточного Саяна. Размещение узла в региональном плане контролируется зоной влияния крупных батолитов щелочных гранитоидов буюдзульского комплекса и гранитоидов беллыкского комплекса раннепалеозойского возраста, структурно-геологическая позиция узла в локальном плане определяется опережающей системой разломов Восточно-Саянского регионального взбросо-надвига, полями развития пород лысанской и манской свит позднерифейского возраста, прорванных штоками и дайками гранитоидов буюдзульского интрузивного комплекса ордовикского возраста.

В южной части Джетского рудного узла выделяется рудное поле Тёплое, в котором известны молибденовые рудопроявления Тёплое 1, Тёплое 2, Интрузивное, Восточное, Тёплое 3, а также золотое рудопроявление Пьеровское [1, 2].

Для установления рудно-метасоматической зональности рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное Джетского рудного узла был изучен вещественный состав руд, рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов. При проведении исследований применялся комплекс минералого-петрографических и электронно-зондовых исследований, позволивший установить в шлифах и аншлифах взаимоотношения различных рудных минералов и прожилков. Образцы горных пород были получены в ходе полевых работ, выполненных в тесном содружестве Саянской ГРП ОАО «Минусинская ГРЭ» АО «Сибирское ПГО» с ФГБУ «ВИМС» в 2015–2017 гг.

Околорудные изменения на рудопроявлениях Тёплое 2 и Интрузивное представлены метасоматическим окварцеванием, мусковитизацией (рис. 1, а), серицитизацией, альбитизацией, хлоритизацией, прожилково-жилковым окварцеванием, карбонатизацией, сульфидизацией. Из метасоматических пород выявлены плагиоклаз-кварц-мусковит-актинолит-тремолитовые образования (см. рис. 1,

б–е), которые развивались по терригенным породам лысанской свиты при внедрении штоков.

Сланцы лысанской свиты на большой площади ороговикованы, часто полностью превращены в роговики, сильно катаклазированы и подвергнуты гидротермальной проработке. В плане зона ороговикования имеет подковообразную форму и отвечает нескрытой части интрузивного массива. В пределах рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное отмечаются кварц-хлорит-серицитовые, кварц-карбонат-серицитовые, кварц-хлорит-тремолитовые, кварц-актинолит-серицитовые и кварц-серицит-глинистые сланцы, в различной степени ороговикованные и динамометаморфизованные. Породы свиты являются благоприятной средой для образования метасоматитов с молибденовым и золото-сульфидным оруденением. Большая часть пород в штоках также раздроблена и в той или иной степени изменена гидротермальными процессами.

Минеральные отношения в метасоматитах колеблются в различных пределах. Так, процентные отношения минералов в шлифах составляют (%): для актинолита – 15–95, эпидота – 20–35, кварца – до 25, плагиоклаза – до 20, цоизита – до 10, биотита – до 10, рудных минералов – до 10, карбонатов – до 1–2.

Породы пронизаны многочисленными кварцевыми, кварц-сульфидными прожилками, серицитизированы, несут вкрапленность сульфидов. Сульфидная минерализация в разнонаправленных прожилках представлена молибденитом, пиритом, пирротинитом и халькопиритом. Количество кварцевых прожилков с молибденитовой минерализацией изменяется от 1–2 до 10–12 шт. на 1 пог. м. Мощность прожилков колеблется от десятых долей миллиметра до первых сантиметров, преобладают прожилки мощностью первые миллиметры.

Гипергенные процессы проявлены локально и выражены в виде окисления сульфидов до лимонита (гётит и гидрогётит) с образованием псевдоморфоз и редко с формированием пустот выщелачивания, а также развития гидроокислов железа (гидрогётит) по трещинам

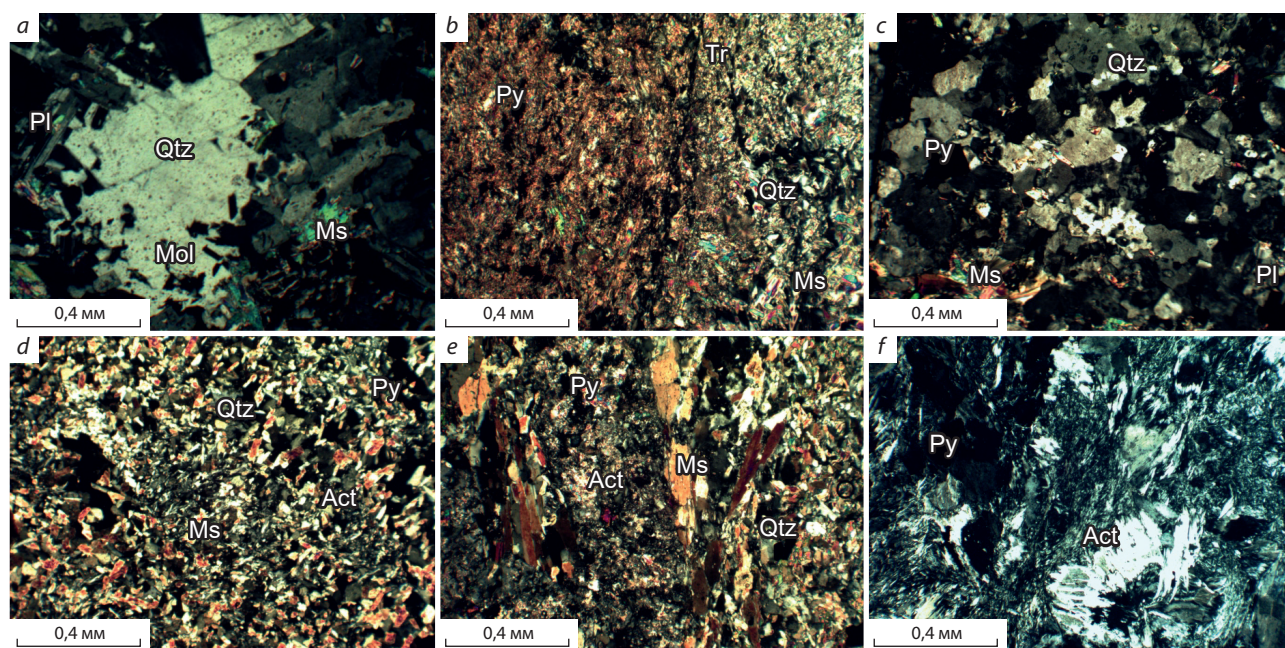


Рис. 1. Околорудные изменения рудовмещающих пород (изображение в проходящем свете с анализатором):

a – окварцевание и мусковитизация с молибденитом в монцодиорите; *b* – тремолит-кварц-мусковитовый кристаллический сланец; *c* – плагиоклаз-мусковит-кварцевый метасоматит; *d* – актинолит-мусковит-кварцевый кристаллический сланец; *e* – актинолит-мусковит-кварцевый кристаллический сланец; *f* – актинолитовая метасоматическая порода; Pl – плагиоклаз; Qtz – кварц; Mol – молибденит; Ms – мусковит; Py – пирит; Tr – тремолит; Act – актинолит

Fig. 1. Ore-accompanying hydrothermal alterations of the ore-hosting rocks (image in transmitted light, with analyzer):

a – silicification and muscovitization with molybdenite in monzodiorite; *b* – tremolite-quartz-muscovite schist; *c* – plagioclase-muscovite-quartz metasomatite; *d* – actinolite-muscovite-quartz schist; *e* – actinolite-muscovite-quartz schist; *f* – actinolite metasomatic rock; Pl – plagioclase; Qtz – quartz; Mol – molybdenite; Ms – muscovite; Py – pyrite; Tr – tremolite; Act – actinolite

в роговиках. Визуально наблюдаемая глубина развития гипергенных процессов по скважинам составляет до 30 м.

Руды проявлений Тёплое 2 и Интрузивное – вкрапленные, прожилково-вкрапленные, развитые по гранодиоритам, гранитам, роговикам и метасоматитам. Рудная минерализация в них представлена молибденитом, пиритом, реже халькопиритом, пирротинном, арсенипиритом, сфалеритом, галенитом, блёклыми рудами (тетраэдрит), магнетитом, шеелитом, минералами серебра (фрайбергит). Из вторичных минералов развит лимонит (гётит, гидрогётит), повеллит, марказит, гематит, ковеллин, молибдит, мельниковит.

Главные рудные минералы – молибденит, пирит, халькопирит, второстепенные – арсенипирит, сфалерит, галенит, магнетит, редко встречающиеся – блёклые руды, шеелит, минералы серебра.

Молибденит на проявлениях Джетского узла связан с жильно-прожилковым окварцеванием (рудным штокверком). Минерал выделяется в форме чешуек, листочков, пластинок размерами в пределах 0,001–1,7 мм. Они рассеяны редко или образуют скопления, линзочки, пучки, розетки, часто совместно с карбонатами.

Наиболее ранний средне-, крупночешуйчатый молибденит образует рассеянные мо-

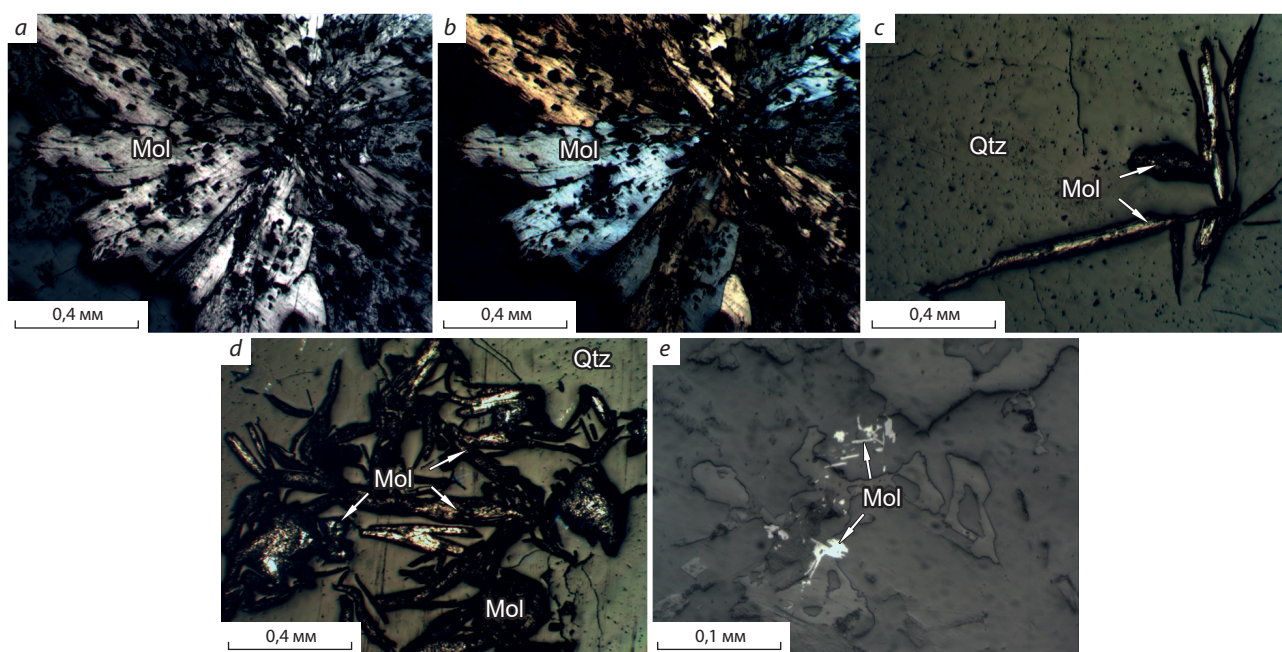


Рис. 2. Молибденовая минерализация в интрузивных породах и жилах (*a, c–e* – в отражённом свете без анализатора, *b* – с анализатором):

a, b – радиально лучистое включение молибденита в граните; *c* – включения среднечешуйчатого молибденита в кварцевой жиле; *d* – гнездо молибденита в кварцевой жиле; *e* – включения мелкочешуйчатого молибденита в монцодиорите; остальные усл. обозн. см. рис. 1

Fig. 2. Molybdenum mineralization in intrusive rocks and veins (*a, c–e* – in reflected light, without analyzer, *b* – with analyzer):

a, b – radially radiant molybdenite inclusion in granite; *c* – medium-scaled molybdenite inclusions in a quartz vein; *d* – molybdenite nest in a quartz vein; *e* – fine-scaled molybdenite inclusions in monzodiorite; see fig. 1 for legend

номинеральные агрегаты в гранитах и кварцевых жилах. Зоны с рассеянной вкрапленной минерализацией в гранитах распространены довольно широко. Формы агрегатов молибденита – вкрапленность и гнезда. Размеры отдельных чешуек обычно колеблются от 0,5 до 3 мм, размеры отдельных выделений – от нескольких миллиметров до первых сантиметров (рис. 2).

Молибденит, связанный со штокверковым окварцеванием (рудным штокверком), образует неравномерно вкрапленные, гнездово-вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстуры руд. Представлен радиально-лучистыми, розетковидными сростаниями и единичными тонкодисперсными, реже мелкими чешуйками. Размеры агрегатов в среднем $1,0 \times 2,5$ мм,

отдельных пластинок молибденита от $0,002 \times 0,01$ до $0,03 \times 0,26$ мм.

В жильном кварце мелкочешуйчатый молибденит встречается в виде единичных чешуек и радиально-лучистых сростаний (размер чешуек от 0,02 до 1 мм). Часто встречаются чешуйки молибденита, вытянутые параллельно простиранию, или перпендикулярно к зальбандам кварцевых прожилков. Метасоматические прожилки молибденита развиты в кварцевых прожилках по одному или обоим зальбандам. Некоторые прожилки отходят в вмещающую боковую породу. Мощность прожилков колеблется, нередко они прерываются, часто молибденит выполняет центральную часть кварцевых прожилков.

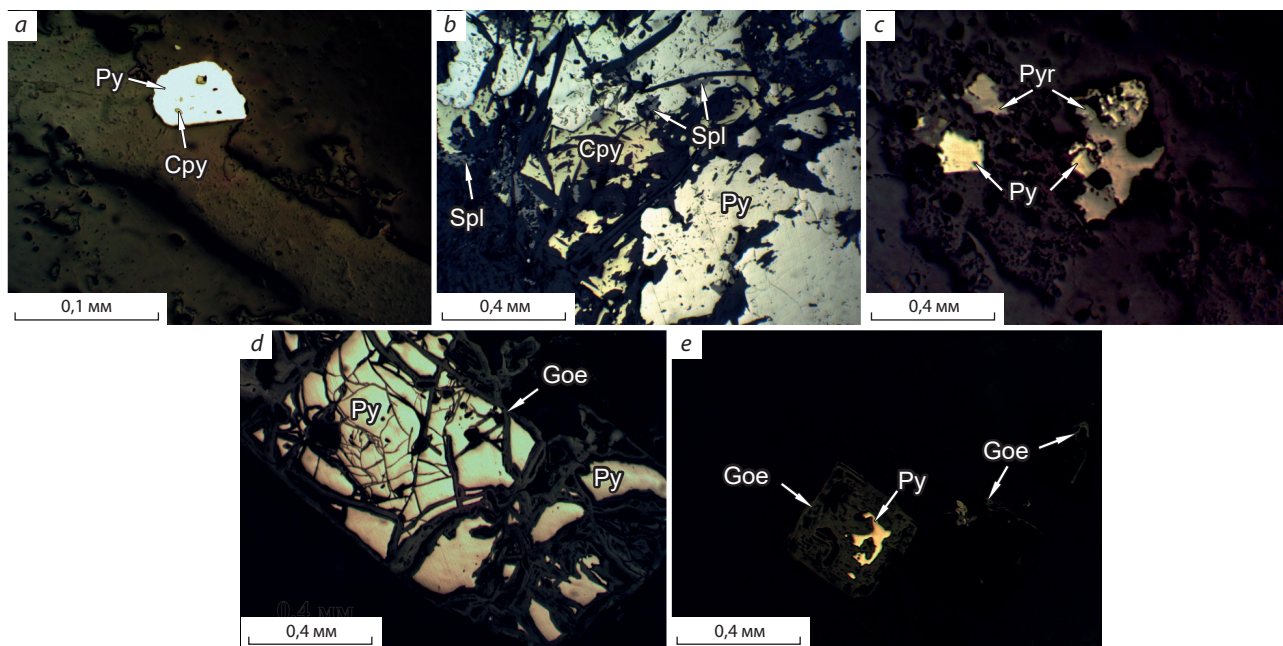


Рис. 3. Характер сульфидной минерализации в рудовмещающих породах и жилах (изображение в отражённом свете без анализатора):

a – пирит с включениями халькопирита в карбонат-кварцевом прожилке; *b* – развитие сфалерита совместно с халькопиритом по периферии пирита в роговике; *c* – пирротин, замещённый пиритом; *d* – замещение пирита гётитом; *e* – псевдоморфоза гётита по пириту; Cpy – халькопирит; Spl – сфалерит; Goe – гётит; остальные усл. обозн. см. рис. 1

Fig. 3. Appearance of sulfide mineralization in ore-hosting rocks and veins (image in reflected light, without analyzer):

a – pyrite with inclusions of chalcopyrite in a carbonate-quartz veinlet; *b* – sphalerite together with chalcopyrite, developed along rims of pyrite in hornfels; *c* – pyrrhotite replaced by pyrite; *d* – replacement of pyrite by goethite; *e* – goethite pseudomorph after pyrite; see fig. 1 for legend

Тонкочешуйчатый и тонкодисперсный молибденит с размером чешуек в тысячные доли миллиметра наблюдается в прожилках тёмно-серого среднезернистого кварца в виде розеток и единичных зёрен, разбросанных хаотично. Рассеянная вкрапленность такого молибденита в кварце придаёт последнему голубоватые оттенки.

Встречаются редкие мономинеральные прожилки молибденита мощностью 1–3 мм, редко до 10 мм. Каких-либо гидротермальных изменений, связанных с ними, не наблюдается, часто по мономинеральным прожилкам сажистого молибденита наблюдаются зеркала скольжения.

Иногда молибденит присутствует в пирите в виде единичных изогнутых тонкочешуйчатых метакристаллов таблитчатой и прямоугольной форм размером 0,005 × 0,02 мм.

В зонах окисления молибденит легко поддается гипергенным изменениям, образуя порошковатые, иногда мелкокристаллические налёты повеллита.

Пирит выделяется в виде рассеянной вкрапленности мелких идиоморфных зёрен, многочисленных скоплений, микропрожилков (рис. 3, *a, b*). Размеры зёрен и выделений 0,01–5 мм и более. В кварц-сульфидных прожилках образует крупные скопления преимущественно в виде прожилков мощностью до 5–7 мм. Довольно часто в пирите присутствует вкрапленность халькопирита, образующая изометрические и вытянутые выделения размером до 0,05 мм, редко крупнее. Часто он образует совместные скопления с халькопиритом, реже со сфалеритом. Редко пирит замещает пирротин (см. рис. 3, *c*). В зонах окисления вдоль трещин он замещён гётитом (см. рис. 3, *d, e*).



Халькопирит образует мельчайшие и более крупные выделения (от 0,01 до 1,5 мм), обычно неправильной формы, а также микропрожилки, линзочки. Гнездообразные включения встречаются как самостоятельно, так и в ассоциации с пиритом и сфалеритом. Нередко халькопирит выделяется совместно с карбонатами. Зёрна часто корродированы с неровными границами.

Халькопирит наблюдается также в сростании с пиритом, образуя структуры замещения и в виде мелких изометрических и вытянутых включений в пирите размером до 0,05 мм. В сфалерите халькопирит наблюдается в виде двух разновидностей: мелкой вкрапленности, образующей прерывистые цепочки различного направления без видимой блёклой руды, и небольших редких обособлений, сопровождаемых выделениями блёклой руды. По сравнению с пиритом халькопирит является более поздним образованием, так как формируется по периферии зёрен пирита.

Пирротин рассеян в отдельных мелких выделениях, реже – в более крупных, иногда совместно с пиритом, халькопиритом и сфалеритом. Форма его выделений удлиненно-таблитчатая, неправильная, размеры в пределах 0,01–0,5 мм. Пирротин более ранний минерал по сравнению с пиритом, так как по периферии замещается последним (см. рис. 3, с).

Сфалерит образует отдельные гнезда совместно с галенитом, халькопиритом и пиритом. Форма его выделений неправильная, размеры отдельных зёрен в пределах 0,01–0,3 мм, границы неровные. Крупные зёрна содержат включения породообразующих минералов. Также в крупных аллотриоморфных скоплениях разнообразной формы отмечаются обособления блёклой руды и редкие мелкие включения галенита. Выделяются две разновидности сфалерита: первая с обособлениями и многочисленными тончайшими, подчиняющимися структурным линиям минерала просечками халькопирита и вторая, практически не содержащая халькопирит.

Относительно халькопирита сфалерит является более ранним, так как по периферии замещается халькопиритом, а относительно

пирита – более поздним, так как он развивается по периферии его зёрен.

Галенит образует гнездово-вкрапленные выделения, приуроченные к кварц-карбонатным прожилкам и жилам, размером до 5 × 10 мм. Форма их пятнообразная, угловатая с апофизами, развитыми вдоль трещин. Границы резкие, довольно ровные, местами микрошероховатые.

Галенит фиксируется в двух ассоциациях: с пиритом (рис. 4, b, c) и со сфалеритом (см. рис. 4, a), содержащим также включения пирита. В первом случае в агрегате пирита галенит образует тончайшие ветвящиеся просечки и многочисленные обособления различных размеров, а также выполняет промежутки между крупными кристаллами пирита с образованием агрегатов разнообразных форм и размеров, которые в краевой части и системе трещин подверглись замещению, по-видимому, вторичного минерала – сульфата свинца *англезита*. Во втором случае галенит в сростании с блёклой рудой (см. рис. 4, d), развиваясь по трещинам, корродирует сфалерит и образует аллотриоморфные выделения разнообразной формы.

Относительно пирита и сфалерита галенит является более поздним, так как развивается по периферии и трещинкам этих минералов.

Блёклые руды встречаются в кварц-карбонатных и кварц-сульфидных прожилках на периферии рудного штокверка совместно со сфалеритом, галенитом и редко – молибденитом, пирротинном и пиритом. Они часто замещают галенит, образуя вокруг него кокардовые структуры. Блёклая руда, представленная сурьмянистой разновидностью *те-траэдритом*, встречается в основном в ассоциации со сфалеритом, выполняя трещины между обособлениями минерала, замещая его в виде мельчайших обособлений. Во всех вышеотмеченных случаях арсенопирит присутствует обособленно. Значительно реже наблюдается его замещение блёклой рудой, которая активно развивается по трещинам в арсенопирите, корродирует его грани и заполняет ин-терстиции.

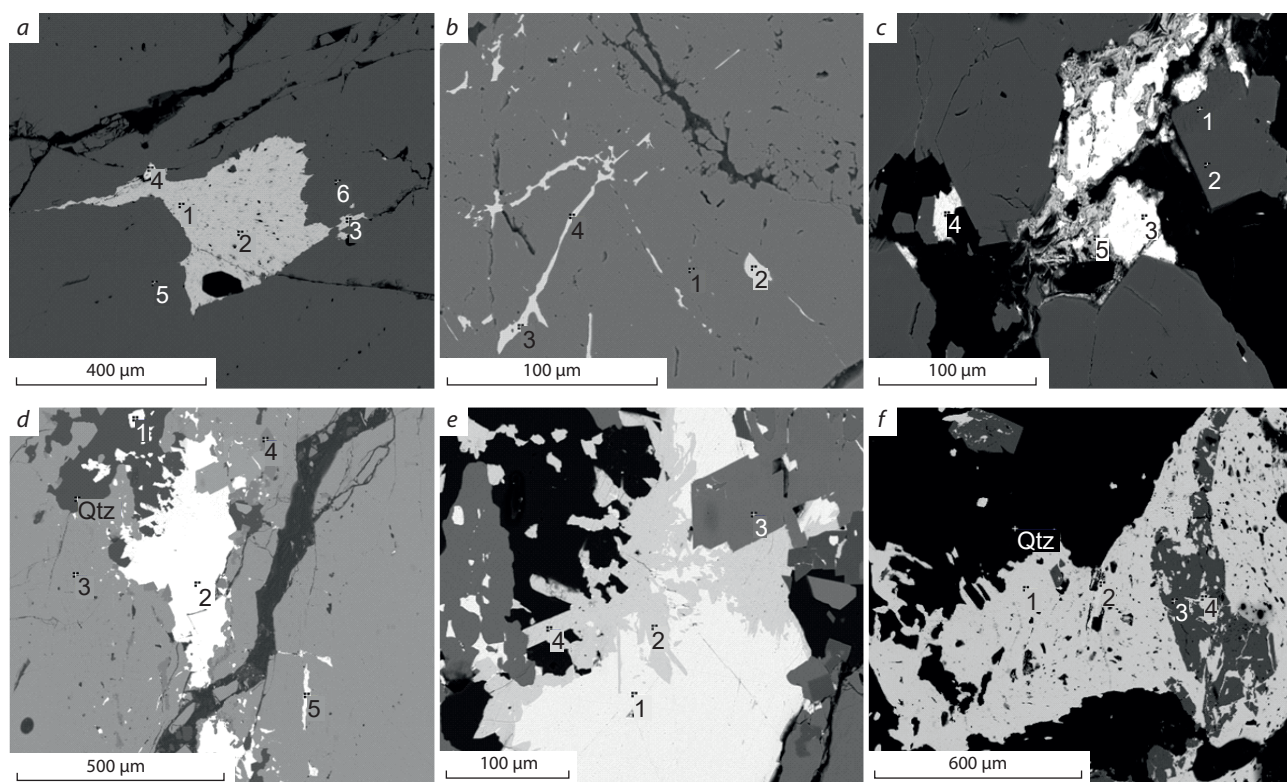


Рис. 4. Взаимоотношения минеральных агрегатов сульфидов в рудовмещающих породах и кварцевых жилах (изображение в обратно рассеянных электронах):

a – обособления блёклой руды (1, 2, 3) и мелкие включения галенита (4) в сфалерите (5, 6); *b* – просечки, обособления галенита (2, 3, 4) в пирите (1); *c* – блёклая руда (4) и галенит (3) в интерстициях кристаллов пирита (1, 4). Галенит замещён англезитом (5); *d* – галенит (2) по трещинам замещает сфалерит (3) с включениями пирита (4) и блёклой руды (5) в кварце – небольшие включения блёклой руды (1); *e* – агрегат галенита (1) и блёклой руды (2, 4) в ассоциации с кристаллами арсенопирита (3); *f* – мельчайшие включения галенита (2) в блёклой руде (1, 4) с реликтовыми кристаллами арсенопирита (3)

Fig. 4. Relationships of sulfide mineral aggregates in ore-hosting rocks and quartz veins (backscattered electron image):

a – segregations of fahlore (1, 2, 3) and small inclusions of galena (4) in sphalerite (5, 6); *b* – stringers, segregations of galena (2, 3, 4) in pyrite (1); *c* – fahlore (4) and galena (3) in interstices of pyrite crystals (1, 4). Galena is replaced by anglesite (5); *d* – galena (2) replaces, along fractures, sphalerite (3) with inclusions of pyrite (4) and fahlore (5), quartz contains small inclusions of fahlore (1); *e* – aggregate of galena (1) and fahlore (2, 4) in association with arsenopyrite crystals (3); *f* – the tiny inclusions of galena (2) in fahlore (1, 4) with relic crystals of arsenopyrite (3)

Более детальное изучение блёклой руды с помощью микрозондовых исследований выявило характер её взаимоотношения с редко встречаемым галенитом, а также со сфалеритом (см. рис. 4, *d–f*; рис. 5, *a–c*). Установлены взаимопрорастание блёклой руды и галенита, редкие мельчайшие включения галени-

та в блёклой руде, замещение блёклой руды сфалеритом и различные формы её обособлений в кварце.

Арсенопирит встречается преимущественно в виде отдельных кристаллов или их скоплений в кварце, реже в крупных выделениях пирита и сфалерита.

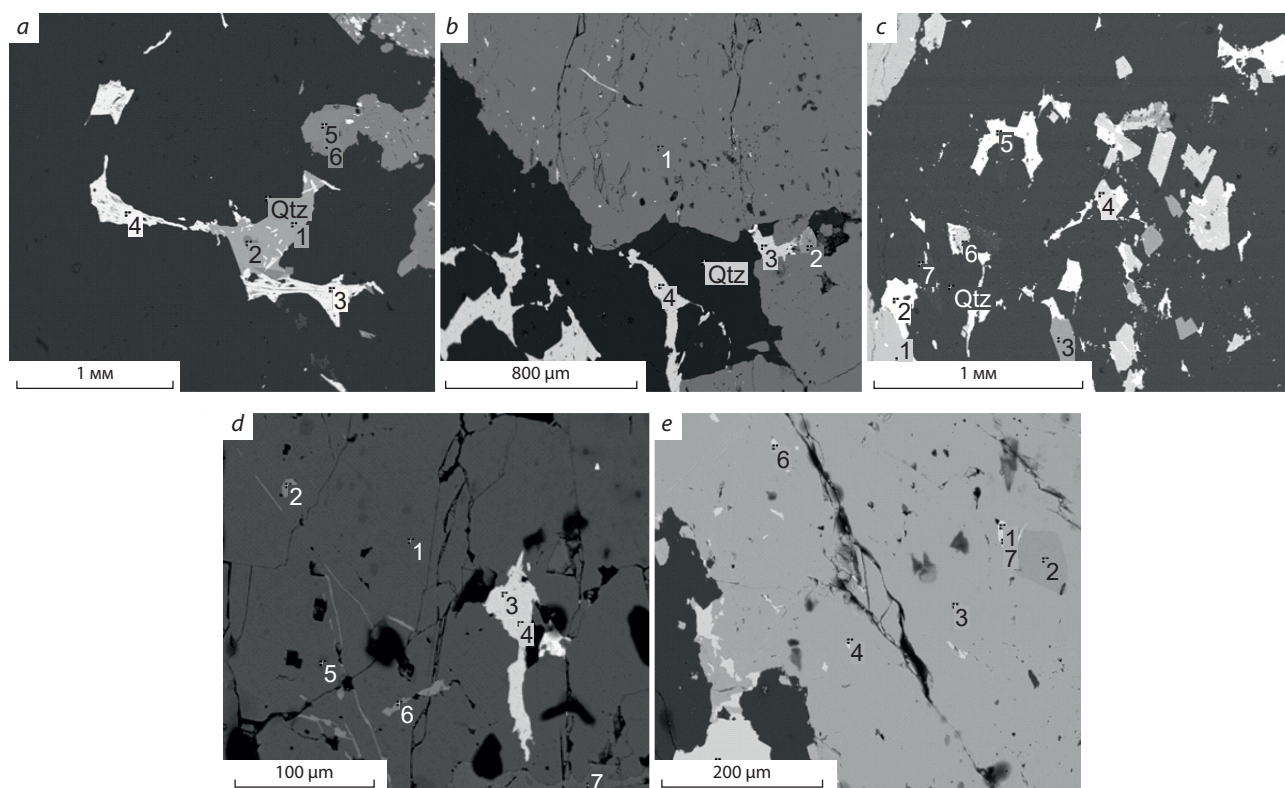


Рис. 5. Взаимоотношения минеральных агрегатов сульфидов в рудовмещающих породах и кварцевых жилах (изображение в обратно рассеянных электронах):

a – замещение сфалерита (2, 6) с зёрнами арсенопирита (5) блёклой рудой (3, 4), содержащей включения фрейбергита (1); *b* – обособления блёклой руды (4) в кварце. В сфалерите (1) блёклая руда (3) в сростании с фрейбергитом (2); *c* – отдельные кристаллы арсенопирита (4, 6), пирита (3) и выделения блёклой руды (2, 5) и сфалерита (1), а также неидентифицированного вторичного минерала (7); *d* – мелкие выделения фрейбергита (2, 6) в сфалерите (1) в ассоциации с блёклой рудой (3, 4). Здесь же – мельчайшие включения халькопирита (5); *e* – микронные выделения фрейбергита (1, 7) в сфалерите (3) с обособлениями блёклой руды (4, 5) и халькопирита (2)

Fig. 5. Relationships of sulfide mineral aggregates in ore-hosting rocks and quartz veins (backscattered electron image):

a – replacement of sphalerite (2, 6) with grains of arsenopyrite (5) by fahlore (3, 4) containing inclusions of freibergite (1); *b* – segregation of fahlore (4) in quartz. In sphalerite (1) fahlore (3) intergrown with freibergite (2); *c* – individual crystals of arsenopyrite (4, 6), pyrite (3) and segregations of fahlore (2, 5) and sphalerite (1), as well as an unidentified secondary mineral (7); *d* – small freibergite segregations (2, 6) in sphalerite (1) in association with fahlore (3, 4), neighboring are the tiny inclusions of chalcopyrite (5); *e* – micron-sized segregations of freibergite (1, 7) in sphalerite (3) with segregations of fahlore (4, 5) and chalcopyrite (2)

Минералы серебра представлены *фрейбергитом* – разновидностью блёклой руды тетраэдрита, содержащей до 20,75 % серебра. Фрейбергит отмечается в обособлениях сфалерита, находясь в сростании с блёклой рудой, но чаще образует вблизи неё самостоя-

тельные выделения микронных размеров. Форма выделений фрейбергита различная, но чаще – овальная (см. рис. 5, *d*, *e*).

Шеелит встречается sporadически в кварцполевошпатовых прожилках и метасоматитах в виде изометрических включений размером

до 3 мм, редко в виде нитевидных прожилков или примазок по трещинам. Содержание минерала в породах не превышает 1 %.

Для рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное по результатам проведённых исследований (с учётом литературных данных [2]) предлагается следующая этапность и стадийность минералообразования: гидротермально-метасоматический этап, который подразделяется на рудоподготовительную, предрудную, рудную и пострудную стадии, и гипергенный этап.

Наиболее ранняя *рудоподготовительная стадия* гидротермально-метасоматического этапа связана с контактово-метасоматическими изменениями пород лысанской свиты при воздействии на них штоков гранитоидов, предположительно буюдзульского комплекса. На этой стадии в роговиках образовалась вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита с отдельными и редкими включениями сфалерита.

С *предрудной стадией* связано формирование кварц-пирротин-пиритовых прожилков с редкой вкрапленностью в них шеелита, сфалерита, арсенопирита, кубанита, а также минералов висмута. Кварц-пирротин-пиритовые образования секутся кварц-молибденитовыми прожилками [4].

Рудная стадия связана с двумя подстадиями кварц-молибденитовой минерализации. С первой, более ранней подстадией связаны прожилки серого кварца с мелкочешуйчатым молибденитом в зальбандах, их мощность составляет до 2 см. В ассоциации с молибденитом отмечаются пирит, магнетит, рутил, переотложенный пирротин, халькопирит, сфалерит. Из нерудных минералов наряду с кварцем развиты альбит, калиевый полевой шпат, серицит, кальцит. Со второй подстадией связаны маломощные мономинеральные прожилки молибденита, секущие ранние кварц-молибденитовые.

С *пострудной стадией* связаны жилы и прожилки с кварц-карбонат-полиметаллической минерализацией: пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом. В количественном отношении им уступают блёклая руда,

станнин, буланжерит. В конце стадии произошло образование метакристаллов арсенопирита и пирита.

В *гипергенный этап* были образованы вторичные минералы: по пириту развиваются гётит и гидрогётит, по пирротину – мельниковит и марказит, по магнетиту – гематит, по халькопириту – ковеллин, по молибдениту – молибдит и повеллит.

Минералогическая зональность штокверка установлена вокруг штоков порфирировидных гранитоидов. Минералогическая зональность не имеет чётко выраженных границ и представлена в ядерной части пирит-молибденитовой минерализацией, которая далее сменяется молибденит-пирит-пирротиновой; на периферии развита пирротин-халькопиритовая минерализация, нередко отмечается галенит. Существенно пирротиновая минерализация с пиритом и халькопиритом выходит за пределы рудного штокверка (рис. 6).

На изученных рудопроявлениях наиболее распространены молибденит-пирит-пирротиновая с халькопиритом минерализация, в пределах которой обособляются области с преимущественно пиритовой минерализацией, образуя молибденит-пирротин-пиритовую минерализацию с халькопиритом.

Молибденит-пирит-пирротиновый и молибденит-пирротин-пиритовый типы минерализации отвечают образованиям рудной стадии гидротермально-метасоматического этапа и совпадают с первичными ореолами молибдена различной контрастности. Различие между этими типами минерализации заключается в полноте проявления пирротина в молибденит-пирит-пирротиновом типе и пирита, замещающего пирротин, в молибденит-пирротин-пиритовом типе минерализации. Выявленные типы близкосоответственны, нередко совмещаются в пространстве с образованием участков наиболее богатых молибденовых руд и конформны штокам порфирировидных гранитоидов.

Пирит-полиметаллическая минерализация располагается около границы существенно пирротиновой с молибденит-пирит-пирротиновой. Она проявлена весьма неравномерно

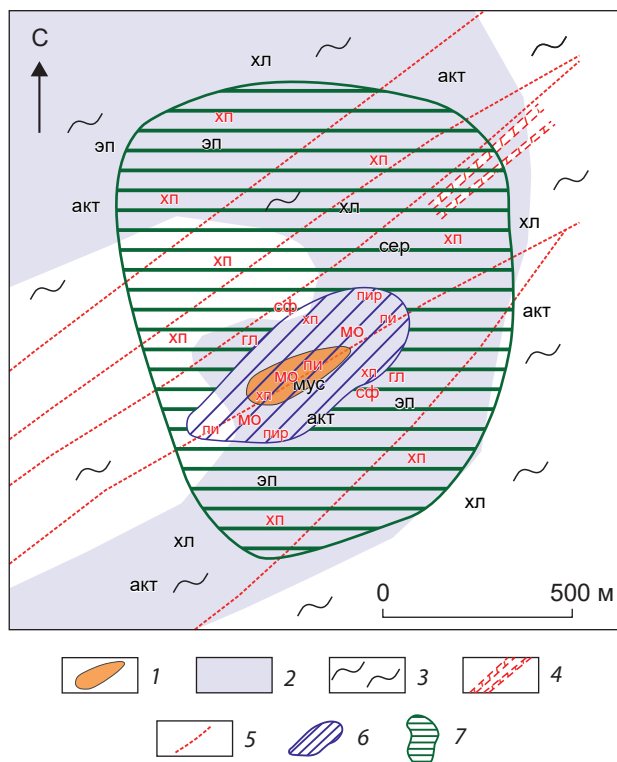


Рис. 6. Схема зонального строения кварцевого штокверка:

1 – шток субщелочных гранодиоритов и гранитов; 2 – роговики кварц-биотитовые; 3 – лысанская свита верхнего рифея (R_3Is): сланцы кварц-актинолит-хлорит-серицитового, карбонат-хлорит-серицит-кварцевого составов; 4 – зона прожилково-вкрапленной золото-сульфидно-кварцевой минерализации (рудопроявление Пьеровское); 5 – разрывные нарушения; 6 – контур рудного штокверка молибден-сульфидно-кварцевого состава; 7 – область распространения преимущественно пирит-пирротиновой минерализации; минералы: мо – молибденит, пи – пирит, пир – пирротин, гл – галенит, сф – сфалерит, хп – халькопирит, акт – актинолит, хл – хлорит, эп – эпидот, мус – мусковит, сер – серицит

Fig. 6. Schematic map showing zonal structure of the quartz stockwork:

1 – stock of subalkaline granodiorites and granites; 2 – quartz-biotite hornfels; 3 – Upper Riphean Lysan Formation (R_3Is): quartz-actinolite-chlorite-sericite and carbonate-chlorite-sericite-quartz schists; 4 – zone of veinlet-disseminated gold-sulfide-quartz mineralization (Pyrovskoye prospect); 5 – faults; 6 – contour of ore stockwork of molybdenum-sulfide-quartz composition; 7 – area of distribution of predominantly pyrite-pyrrhotite mineralization; minerals: mo – molybdenite, py – pyrite, pr – pyrrhotite, gl – galena, sp – sphalerite, cp – chalcopyrite, act – actinolite, chl – chlorite, ep – epidote, mus – muscovite, ser – sericite

и наиболее широко распространена в юго-западной части. Пирротин-пиритовая минерализация с молибденитом занимает центральное положение в кварц-молибденитовом штокверке, и её объем уменьшается с глубиной.

По результатам исследования составлена обобщённая схема минералообразования рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное (таблица). Согласно полученным данным основной объём метасоматитов в пределах рудопроявлений представлен изменениями пропилитового типа (эпидот-актинолит-хлорит-альбитового состава), а продуктивная медно-молибденовая минерализация связана с наложенным на них (телескопированным) прожилковым окварцеванием и сопровождается околорудными изменениями кварц-кашлишпат-мусковитового и кварц-карбонат-серицит-хлоритового составов.

Можно отметить, что для пропилитового типа метасоматических преобразований обобщённой модели рудно-метасоматической зональности медно-порфириновых месторождений в работах зарубежных авторов [5, 6] основная сульфидная минерализация характеризуется

наличием пирита, сфалерита, галенита, ключевыми и сопутствующими минералами являются хлорит, эпидот, альбит, актинолит, карбонаты, рудная составляющая (молибденит и другие рудные сульфиды) приурочена к субэпитермальным жилам.

Выводы. По результатам исследований установлены этапность и стадийность минералообразования в пределах рудных кварцевых штокверков молибденовых рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное. Наиболее продуктивной на молибденовое оруденение является рудная стадия, связанная со штокверковым окварцеванием и образованием прожилково-вкрапленного молибденит-кварцевого оруденения по гранитам и вмещающим породам лысанской свиты. При выявлении пирит-пир-

Табл. Обобщённая схема последовательности минералообразования рудопроявлений Тёплое 2 и Интрузивное

Tabl. Generalized diagram of the mineral formation succession for the Teploe-2 and Intrusivnoe ore occurrences

Минералы	Гидротермально-метасоматический этап				Гипергенный этап
	Стадия				
	рудоподготовительная	предрудная	рудная	пострудная	
Пирит	■	■	■	■	
Пирротин	—	■	■		
Халькопирит	—		■	■	
Сфалерит	—		■	■	
Кварц		■	■	■	
Шеелит		■			
Арсенопирит		■		■	
Кубанит		■			
Минералы висмута		■	■		
Молибденит			■		
Магнетит			■		
Рутил			■		
Альбит			■		
КПШ			■		
Серицит			■		
Кальцит			■		
Галенит			■	■	
Блёклая руда				■	
Станнин				■	
Буланжерит				■	
Арсенопирит				■	
Гётит, гидрогётит				■	
Мельниковит					■
Марказит					■
Гематит					■
Ковеллин					■
Молибдит					■
Повеллит					■
Морфологический тип оруденения	Вкрапленный	Прожилковый, вкрапленный	Жильно-прожилковый	Гнездово-вкрапленный, прожилковый	

ротиновой минерализации в зоне прожилкового окварцевания на глубине можно ожидать молибденовую минерализацию, в том числе не выходящую на поверхность.

В обобщённом виде схема рудно-метасоматической зональности следующая: в центре

кварцевого штокверка находится молибденит-пиритовая минерализация, которая сменяется зоной развития молибденит-пирротин-пиритовой минерализации, а на периферии рудного штокверка – молибденит-пирит-пиротиновая. Халькопирит относится к сквоз-



ным минералам. Сфалерит и галенит развиты по флангам кварц-молибденитового штокверка, что типично для медно- и молибден-порфировых месторождений [3]. Образование основного объёма молибдена в штокверке связано с рудной стадией гидротермально-метасома-

тического этапа минералообразования. Метасоматиты в пределах рудопроявлений имеют эпидот-актинолит-хлорит-альбитовый состав, околорудные изменения – кварц-калишпат-мусковитовый и кварц-карбонат-серицит-хлоритовый.

Список литературы

1. Даценко В. М. О генетической связи молибденовых рудопроявлений Тёплый ключ с буюд-жульским монзонит-сиенитовым массивом // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. – Красноярск : КНИИГиМС, 2005. – Вып. 6. – С. 211–216.
2. Карасева Г. Г., Некос В. В., Куйбида С. В., Шведов Г. И. Молибден-порфировое месторождение Тёплый Ключ 2 (Восточный Саян) // Руды и металлы. – 1998. – № 3. – С. 33–41.
3. Попов В. С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. – М. : Наука, 1977. – 203 с.
4. Семенова Н. В. Сравнительный рудно-геохимический анализ месторождений и рудопроявлений молибдена штокверкового типа на юге Красноярского края // Геология и геофизика. – 1991. – № 6. – С. 20–26.
5. Lowell J. D. Lateral and vertical mineralization zoning in porphyry ore deposits // *Economic Geology*. – 1970. – V. 65. – P. 373–408.
6. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems // *Economic Geology*. – 2010. – V. 105, № 1. – P. 3–41.

References

1. Datsenko V. M. O geneticheskoi svyazi molibdenovykh rudoproyavlenii Teplyi klyuch s buedzhul'skim montsonit-sienitovym massivom [On the genetic relationship of molybdenum ore occurrences of the Teply Klyuch with the Buedzhul monzonite-syenite massif], *Geologiya i mineral'nye resursy Tsentral'noi Sibiri* [Geology and Mineral Resources of Central Siberia], Krasnoyarsk, KNIIGiMS Publ., 2005, V. 6, pp. 211–216.
2. Karaseva G. G., Nekos V. V., Kuibida S. V., Shvedov G. I. Molibden-porfirovye mestorozhdenie Teplyi Klyuch 2 (Vostochnyi Sayan) [The Teply Klyuch 2 porphyry Mo deposit, the Eastern Sayan], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 1998, No 3, pp. 33–41. (In Russ.).
3. Popov V. S. Geologiya i genezis medno- i molibden-porfirovykh mestorozhdenii [Geology and genesis of copper and molybdenum-porphyry deposits], Moscow, Nauka Publ., 1977, 203 p.
4. Semenova N. V. Sravnitel'nyi rudno-geokhimicheskii analiz mestorozhdenii i rudoproyavlenii molibdena shtokverkovogo tipa na yuge Krasnoyarskogo kraja [Comparative ore-geochemical analysis of molybdenum deposits and ore occurrences of the stockwork type in the south of the Krasnoyarsk Territory], *Geologiya i geofizika* [Russian Geology and Geophysics], 1991, No 6, pp. 20–26. (In Russ.).
5. Lowell J. D. Lateral and vertical mineralization zoning in porphyry ore deposits, *Economic Geology*, 1970, V. 65, pp. 373–408.
6. Sillitoe R. H. Porphyry copper systems, *Economic Geology*, 2010, V. 105, No 1, pp. 3–41.

Сучков Александр Викторович (alexsandir@mail.ru)

специалист¹

Выдрич Денис Евгеньевич

кандидат геол.-минерал. наук, старший геолог²

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского, г. Москва, Россия;

² ООО «Полюс Геосервис», г. Санкт-Петербург, Россия

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Итоги XII Международной научно-практической конференции в ФГБУ «ЦНИГРИ»

Results of the XII International scientific and practical conference of the FSBI "TsNIGRI"



Приветственное слово руководителя Роснедр Е. И. Петрова

С 11 по 14 апреля 2023 г. в стенах ФГБУ «ЦНИГРИ» состоялась XII Международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов», которая является одним из наиболее значимых научных мероприятий Федерального агентства по недропользова-

нию (Роснедра) в области изучения и воспроизводства минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых.

Проведение конференции стало ежегодной традицией института. В мероприятии приняли участие более 340 человек. На площадке ФГБУ «ЦНИГРИ» собрались представители ключевых предприятий из многих городов



Открытие пленарного заседания

России: Санкт-Петербурга, Архангельска, Апатитов, Сыктывкара, Нальчика, Уфы, Перми, Новосибирска, Томска, Кызыла, Красноярска, Норильска, Иркутска, Якутска, Улан-Удэ, Магадана, Хабаровска, Владивостока, а также коллеги из Китая, Казахстана, Узбекистана и Кыргызстана в целях обмена опытом, знакомства со специалистами, работающими над схожими проблематиками, и получения уникальной возможности личного взаимодействия с ведущими профессионалами горной промышленности, геологии и смежных отраслей.

На открытии конференции с приветственным словом выступил председатель организационного комитета конференции, руководитель Роснедр Евгений Игнатьевич Петров. На пленарном заседании с докладами об основных результатах геологоразведочных работ на ТПИ в 2022 году и планах на 2023 год выступил заместитель руководителя Роснедр Асламбек Асхатович Гермаханов. На конференции присутствовали и представили доклады представители Роснедр, подведомственных учреждений, институтов Российской академии наук, вузов, горнодобывающих и сервисных компаний. Всего за время работы конференции представлено 125 устных докладов, 14 докладов в онлайн-формате и 20 стендовых докладов.



Выступление заместителя руководителя Роснедр А. А. Гермаханова

Помимо традиционных тематических секций, посвящённых алмазам, благородным и цветным металлам, а также геоинформационным системам, в этом году на конференции были проведены секции «Геология и минерально-сырьевая база зарубежных стран» и «Проблемы генезиса, поисков и разведки платиновых и медно-никелевых месторождений», которая была посвящена 120-летию М. Н. Годлевского.

В рамках секции «Геология и минерально-сырьевая база зарубежных стран» приняли участие представители ТОО «Казахмыс Барлау», Управления геологии при Правительстве Республики Таджикистан, Института геологии национальной академии наук Кыргызской Республики, Министерства горнодобывающей промышленности и геологии Республики Узбекистан, Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева (Республика Узбекистан), а также Бакинского государственного университета.

Среди участников конференции были производственные компании и компании-недропользователи: ГК «Полюс», ПАО «Селигдар», ПАО «ГМК «Норильский никель», АО «АГД ДАЙМОНДС», ООО «Адамант», Kumtor Gold Company, «СЗГГК «ГЕОКОМПЛЕКС», УГМК (ОАО), Казцинк, АО «Полиметалл» УК,



Выступление научного руководителя ЦНИГРИ
А. И. Иванова

АО «Павлик», АО «Прииск Удерейский», АО «Эльконский ГК», Nordgold, АО «Русская медная компания» и др.; академические ин-

ституты: Научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило Дальневосточного отделения РАН (СВКНИИ ДВО РАН), Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН), Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха (Якутия) (ЗЯНЦ АН РС), Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Институт геологии Уфимского исследовательского федерального центра РАН (ИГ УФИЦ РАН), Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН (ИТиГ ДВО РАН) и др.; вузы: МГУ им. М. В. Ломоносова, РГГРУ (МГРИ), РУДН и Горный университет.

Организаторы благодарят участников, а также спонсоров: АО «ГНПП «Аэрогеофизика», ООО «Геотехнологии», АГР Софтвр за проявленный интерес к конференции, представленные доклады и активную работу на секциях.



Участники секции «Геология и минерально-сырьевая база зарубежных стран»

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Открытие памятника министру геологии СССР Е. А. Козловскому

Opening of the monument to minister of Geology of the former Soviet Union Eugene Kozlovsky



Руководитель Роснедр Е. И. Петров и министр Минприроды России А. А. Козлов открывают памятную композицию

12 мая 2023 г. на Троекуровском кладбище Москвы состоялось открытие памятника министру геологии СССР Евгению Александровичу Козловскому. Мероприятие прошло в торжественной обстановке в присутствии членов семьи, представителей Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Федерального агентства по недропользованию, ведущих геологических организаций страны, органов государственной власти, отраслевых вузов и крупнейших компаний-недропользователей.

Открыли памятник министр Минприроды России А. А. Козлов и руководитель Роснедр Е. И. Петров.

Евгений Александрович Козловский (1929–2022) – заслуженный деятель науки и техники РСФСР, заслуженный геолог России, вице-президент РАЕН, крупнейший учёный – внёс огромный вклад в развитие отечественной геологической отрасли. С его именем связаны интенсивное развитие минерально-сырьевой базы СССР, геологической науки, масштабный научно-технический прогресс в отрасли и техническое перевооружение геологоразведочного производства.

На период его руководства Министерством (1975–1989) приходятся крупные открытия многих видов полезных ископаемых, существенно обогативших нашу Родину: минераль-



Церемония возложения цветов

но-сырьевой потенциал страны вырос в два раза. Период его руководства Министерством геологии СССР по праву относят к «золотому» веку геологии, а Евгения Александровича называют легендой геологической отрасли.

Е. А. Козловский лично принимал участие в открытии месторождений таких важнейших видов минерального сырья, как нефть в Западной Сибири, алмазы в Архангельской области, олово на Дальнем Востоке. При его участии был основан мощный, хорошо оснащённый флот отрасли, базу которого сформировали на Чёрном море, в Мурманске и Владивостоке. По инициативе Е. А. Козловского на правительственном уровне была утверждена научно-практическая система исследования недр «Космос – воздух – земля – скважина», которая подняла исследование недр на новый научный уровень. Благодаря применению принципиально новой отечественной технологии, научных методов управления и организации работ оказалась возможной проходка уникальной Кольской сверхглубокой скважины.

Козловским создана научная школа, положившая начало новым подходам к системам

управления, в том числе технологическими процессами в разведке месторождений на основе геолого-экономического моделирования. Е. А. Козловский являлся научным руководителем международного проекта ЮНЕП – Юнеско – СССР «Охрана литосферы как компоненты окружающей среды». Под его руководством подготовлена двухтомная монография «Гидрогеологические основы охраны подземных вод», в составлении которой принимали участие учёные СССР, Франции, США, Чехословакии, Венгрии, Греции и Нидерландов.

Будучи президентом XXVII сессии Международного геологического конгресса (МГК), профессор Е. А. Козловский провёл огромную работу по подготовке и проведению крупнейшего форума геологов мира. Организация этого конгресса получила высочайшую оценку советских и зарубежных участников, и, по их мнению, ни один последующий конгресс не смог достичь уровня XXVII МГК.

Е. А. Козловский – автор более 1000 работ, опубликованных в открытой печати, в том числе 30 монографий, и автор свыше 40 открытий и изобретений.

За большой вклад в развитие минерально-сырьевой базы страны Е. А. Козловский удостоен звания Героя Социалистического Труда, лауреата Ленинской (1964) и государственных премий РФ (1998, 2002), почётных званий «Заслуженный деятель науки и техники РСФСР», «Заслуженный геолог России», а также званий «Почётный разведчик недр», «Почётный нефтяник», «Почётный работник газовой промышленности», «Почётный работник угольной промышленности». Он награждён двумя орденами Ленина, орденами Трудового Красного Знамени, «Знак Почёта», «За заслуги перед Отечеством» III и IV степени, знаком «Шахтёрская слава» трёх степеней. Е. А. Козловский избирался депутатом Верховного Совета СССР (1976–1989), кандидатом в члены ЦК КПСС (1976–1989), членом ЦК профсоюза рабочих геологоразведочных работ.

Имя Евгения Александровича Козловского навсегда останется в истории отечественной геологии и сердцах тех, кто сегодня продолжает его дело.

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

Открытие выставки «Одушевлённый камень» в ЦНИГРИ

Opening of the exhibition "Animated stone" in TsNIGRI



*Земля! Простор вселенской мастерской
Ваятеля, писца, каменотёса,
Где гладь и грифель, и гранит утёса –
Всё матерьял, покорный под рукой...*

Сюзанна Серова

24 мая 2023 года в ЦНИГРИ состоялось торжественное открытие выставки «Одушевлённый камень». Выставка посвящена работам заслуженного деятеля искусств России Сюзанны Павловны Серовой, актрисы, театрально-педагога, поэта, художника.

Сюзанна Павловна на протяжении почти полувека возглавляла Студию художественного слова при Центральном доме учёных Академии наук, являясь её режиссёром и художественным руководителем. В числе студийцев многие годы были научные сотрудники ЦНИГРИ Ирина Владимировна Крейтер и Татьяна Петровна Кузнецова, с которыми Сюзанну Павловну связали тёплые дружеские отношения. Общаюсь с геологами, она открыла для себя волшебный мир камня, увиденный ею глазами художника и поэта.

С. П. Серова занялась художественной росписью камней, воплощая образы, угаданные

в их облике: лица людей, иконы, цветы... Она стала самостоятельно собирать интересные образцы, друзья дарили ей привезённые из экспедиций камни. Её произведения восхищали студийцев, и заведующая музеем ЦНИГРИ Т. П. Кузнецова предложила выставить часть работ в нашем институте.

В 2005 году в ЦНИГРИ состоялась презентация произведений Сюзанны Павловны Серовой, на которой присутствовали геологи и артисты Студии художественного слова при Центральном доме учёных РАН.

В 2010 году в коллекцию «Руды драгоценных, цветных металлов и алмазов» были подарены авторские произведения живописи Сюзанны Павловны Серовой.

В аннотации к одной из последних своих книг «В зеркале сцены» Сюзанна Павловна очень точно написала об одном из удивительнейших свойств творчества: «Люди искусства и науки знают: самое интересное и важное происходит на стыках, на границах, на пересечениях...».



Ветеран ЦНИГРИ И. В. Крейтер и заведующая рудной коллекцией ЦНИГРИ С. С. Филлипова на открытии выставки



Апрель

*Без ликованья дня мы не ценили б ночи,
О, как прекрасна даль, как видимость ясна,
Сверлит снега ручей, в нём солнца блик хохочет,
Пророчит много лет воскресшая весна.*

*И Дали глубоки, и высота бездонна,
И свежесть веселит расправленную грудь,
И голубой озон, как хмель щекочет ноздри,
И хочется всю ночь единожды вдохнуть.*

*Есть счастье – осознать всю красоту Творенья
И распознать во всём дыхание Творца, –
В повторности времён от смерти до рожденья
На миг запечатлеть огонь Его лица.*

*И вдруг увидеть сквозь миражность повторений
Величье сущего и бренность личных дел,
Всё пожелать отдать Творцу, до растворенья...
Над крышей чиркнул стриж и в бездну полетел.*

С. П. Серова