

ISSN 0869-5997

И РУДЫ 
МЕТАЛЛЫ
ORES AND METALS

3/2022

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ 3/2022

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, 2022

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
заместитель генерального директора
по научной работе 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 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
и изотопной геохимии ФГБУ «ЦНИГРИ»
доктор геолого-минералогических наук

Кузнецов Владимир Вениаминович

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

Ленц Дэвид

профессор, Университет Нью Брунсуик, Канада

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

Третьякова Ирина Геннадьевна

учёный секретарь ФГБУ «ЦНИГРИ»
кандидат геолого-минералогических наук

Фридовский Валерий Юрьевич

директор ИГАБМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук, профессор

ORES AND METALS 3/2022

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, 2022

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
FSBI TsNIGRI, General Director
PhD

Anatoly I. Ivanov

Deputy editor-in-chief
FSBI TsNIGRI, Scientific Director
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
FSBI TsNIGRI, Deputy Director for Research
PhD

Vera S. Zharkova

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

Dmitry B. Arakcheev

FSBI Rosgeolfond, General Director
PhD

Alexey G. Volchkov

Head of scientific and methodical department, 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 Irgiredmet
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

David Lentz

Dr., Professor, University of New Brunswick, Canada

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

Irina G. Tretiakova

Science secretary, FSBI TsNIGRI
PhD

Valery Yu. Fridovsky

Director, IGABM SB RAS
PhD, Professor



СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

ПРИКЛАДНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

**Иванов А. И., Агеев Ю. А.,
Конкин В. Д., Мигачёв И. Ф.,
Донец А. И.**

Особенности золотого
рудообразования в юго-восточной
части Байкало-Патомской
металлогенической провинции
(Джалагунское рудное поле)

06

APPLIED METALLOGENY

**Ivanov A. I., Ageev Yu. A.,
Konkin V. D., Migachev I. F.,
Donets A. I.**

Specific features of gold ore formation
in the southeastern Baikal-Patom
metallogenic province
(Dzhalagun ore field)

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Охунов А. Х., Зималина В. Я.,
Рахмонова Н. Б.,
Мухаммедов Ж. Э.**

Причины неподтверждения
разведанных запасов на золоторудном
месторождении Чармитан

45

PROGNOSIS, PROSPECTING AND EXPLORATION: TECHNIQUES AND METHODS

**Okhunov A. Kh., Zimalina V. Ya.,
Rakhmonova N. B.,
Mukhammedov Zh. E.**

Reasons for non-confirmation of explored
reserves at the Charmitan gold deposit

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Болонин А. В., Мамедов В. И.,
Мызников И. К.**

Железистые кварциты
горного хребта Симанду
(Гвинейская Республика)

57

GEOLOGY OF THE ORE DEPOSITS

**Bolonin A. V., Mamedov V. I.,
Myznikov I. K.**

Iron quartzites of the Simandou mountain
(Republic of Guinea)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОРОД И РУД

**Шишканова К. О., Округин В. М.,
Философова Т. М.**

Особенности минералогии руд
южного фланга золото-серебро-
полиметаллического месторождения
Мутновское (Южная Камчатка)

78

COMPOSITION AND PROPERTIES OF ROCKS AND ORES

**Shishkanova K. O., Okrugin V. M.,
Philosofova T. M.**

Mineralogy of the ores on the southern
flank of the Mutnovskoe gold-silver-
polymetallic deposit
(Southern Kamchatka)

ДИСКУССИИ

Барышев А. Н.

Адвективные структуры толщ дна
озера Натрон и его окружения
(Танзания)

101

DISCUSSIONS

Baryshev A. N.

Advective structures of the bottom
of lake Natron and its surroundings
(Tanzania)



Особенности золотого рудообразования в юго-восточной части Байкало-Патомской металлогенической провинции (Джалагунское рудное поле)

Specific features of gold ore formation in the southeastern Baikal-Patom metallogenic province (Dzhalagun ore field)

Иванов А. И., Агеев Ю. А., Конкин В. Д.,
Мигачёв И. Ф., Донец А. И.

Ivanov A. I., Ageev Yu. A., Konkin V. D.,
Migachev I. F., Donets A. I.

В юго-восточной части Байкало-Патомской металлогенической провинции в пределах Чаянгринского рудного узла Додыхтинско-Уряхского рудного района в процессе поисковых работ, проведённых с участием ЦНИГРИ, изучена и доказана промышленная значимость Джалагунского рудопоявления золота в пределах одноимённого рудного поля. В результате установлено, что по этапности рудообразования, характеру проявления гидротермально-метасоматических процессов, строению рудных жильно-прожилковых зон Джалагунское рудопоявление близко к типовым золоторудным месторождениям Бодайбинского рудного района. В то же время в геологическом строении и Джалагунского рудного поля в целом, и рудопоявления в частности, установлен ряд особенностей, касающихся строения и состава рудовмещающих отложений, проявления интрузивного магматизма и гидротермально-метасоматических процессов, минерального состава жильно-прожилковой минерализации.

Ключевые слова: Байкало-Патомская металлогеническая провинция, Додыхтинско-Уряхский рудный район, Чаянгринский рудный узел, Джалагунское рудное поле, Джалагунское рудопоявление, рудное золото, минерализованная зона, рудные зоны, прогнозные ресурсы золота.

In the course of geological prospecting fulfilled with participation of the FGBI TsNIGRI within the Chayangro ore cluster of the Dodykhta-Uryakh ore region in the southeastern Baikal-Patom metallogenic province, the Dzhalagun lode gold prospect within the ore field of the same name was studied and its economic significance has been proved. It has been substantiated that the Dzhalagun gold prospect is closely similar to the typical gold ore deposits of the Bodaibo ore region in sense of the ore formation phasing, the character of the hydrothermal metasomatic processes, and the structure of the mineralized vein-veinlet zones. At the same time, a series of specific geological features of the Dzhalagun ore field and the prospect have been determined as to the structure and composition of the ore-hosting rocks, the intrusive magmatism, the hydrothermal metasomatic processes, and the mineral composition of the vein-veinlet mineralization.

Key words: Baikal-Patom metallogenic province, Dodykhta-Uryakh ore district, Chayangro ore cluster, Dzhalagun ore field, Dzhalagun ore prospect, primary gold, mineralized zone, ore zones, gold forecasted resources.

Для цитирования: Иванов А. И., Агеев Ю. А., Конкин В. Д., Мигачёв И. Ф., Донец А. И. Особенности золотого рудообразования в юго-восточной части Байкало-Патомской металлогенической провинции (Джалагунское рудное поле). Руды и металлы. 2022. № 3. С. 6–44. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10015.

For citation: Ivanov A. I., Ageev Yu. A., Konkin V. D., Migachev I. F., Donets A. I. Specific features of gold ore formation in the southeastern Baikal-Patom metallogenic province (Dzhalagun ore field), 2022, № 3, pp. 6–44. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10015.



Введение. На южной – юго-восточной окраине Байкало-Патомской металлогенической провинции (БППр) расположен Додыхтинско-Уряхский рудный район, включающий Уряхский, Додыхтинский и Чаянгринский рудные узлы, контролируемый зоной динамического влияния Право-Мамаканского глубинного разлома [4, 5] (рис. 1). Он разграничивает северную часть Байкальской складчатой области (Патомское нагорье), где развиты интенсивно деформированные карбонатно-терригенные рифейско-вендские отложения патомской серии (пассивная континентальная окраина), и Байкало-Муйский пояс, сложенный разновозрастными вулканогенными, терригенными, интрузивными образованиями (активная континентальная окраина).

Россыпная золотоносность в пределах Додыхтинско-Уряхского рудного района известна с XIX в., а рудная установлена в 70–80-х гг. XX в. при проведении геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 (Б. И. Дорожков, Б. В. Шергин, В. К. Черепанов и др.) – были выявлены рудопроявления золота кварцево-жильного типа (Уряхское, Орловское, Джалагунское, Икибзякское) и выделены одноимённые рудные поля. В их пределах в советский период были проведены поисковые работы и оценены авторские прогнозные ресурсы золота категории P_2 .

Более детальные геологоразведочные работы на этих объектах в связи с их более слабой инфраструктурной обеспеченностью по сравнению с площадями Бодайбинского или Патомо-Нечерского рудных районов БППр (см. рис. 1) начали проводиться только в последние десятилетия. Так, в Уряхском рудном поле в 2013 г. компания «Нордголд» завершила первый этап разведочных работ и были поставлены на государственный баланс запасы кат. C_1 (2,2 т) и C_2 (4,68 т) на Уряхском месторождении, а в 2021 г., после проведения разведочных работ, запасы кат. C_1 увеличились до 15,5 т, кат. C_2 – до 40,4 т.

В Икибзякском рудном поле (юго-западная часть Додыхтинского рудного узла) в 2015–2017 гг. на средства федерального бюджета проведены поисковые работы на Мало-Конку-

дерской площади (ЗАО «Сибирская геологическая компания»), в результате которых выявлены золоторудные жильно-прожилковые зоны и установлены два золоторудных объекта (рудопроявления Ветвистое и Довгакитское) [6]), оценены и апробированы в ЦНИГРИ прогнозные ресурсы золота кат. P_1 и P_2 в количестве 32 т.

В Джалагунском рудном поле (юго-западная часть Чаянгринского рудного узла) в 2012–2014 гг. на средства федерального бюджета проведены поисковые работы (ЗАО «Сибирская геологическая компания» – «СибГК»), в результате которых на Джалагунском рудопроявлении локализованы протяжённые рудные жильно-прожилковые зоны, оценены и апробированы в ЦНИГРИ прогнозные ресурсы кат. P_1 и P_2 в количестве 54 т.

В 2020 г. в пределах северо-восточной части Чаянгринского рудного узла на Верхне-Орловской площади (охватывает Орловское рудное поле) на средства федерального бюджета (АО «Урангео» и «СибГК») начаты поисковые работы, которые должны быть завершены в 2022 г.

В процессе проведения поисковых работ на Джалагунском рудопроявлении золота получен новый обширный материал по геологическому строению площади, проявлению интрузивного магматизма, гидротермально-метасоматическим процессам и рудообразованию. Причём, с одной стороны, последовательность и характер преобразований пород аналогичны таковым на большей части золоторудных месторождений БППр, с другой стороны, в значительной степени специфичными являются проявления интрузивного магматизма, дорудных и внутрирудных деформаций, минерального состава руд. Поэтому информация по этим вопросам, с учётом того, что ранее по рудопроявлению были опубликованы лишь общие краткие предварительные данные по результатам незавершённых поисковых работ [5], может позволить переоценить геолого-геофизические данные по другим участкам в зоне Право-Мамаканского глубинного разлома, в том числе на Верхне-Орловской площади, с точки зрения прогнози-

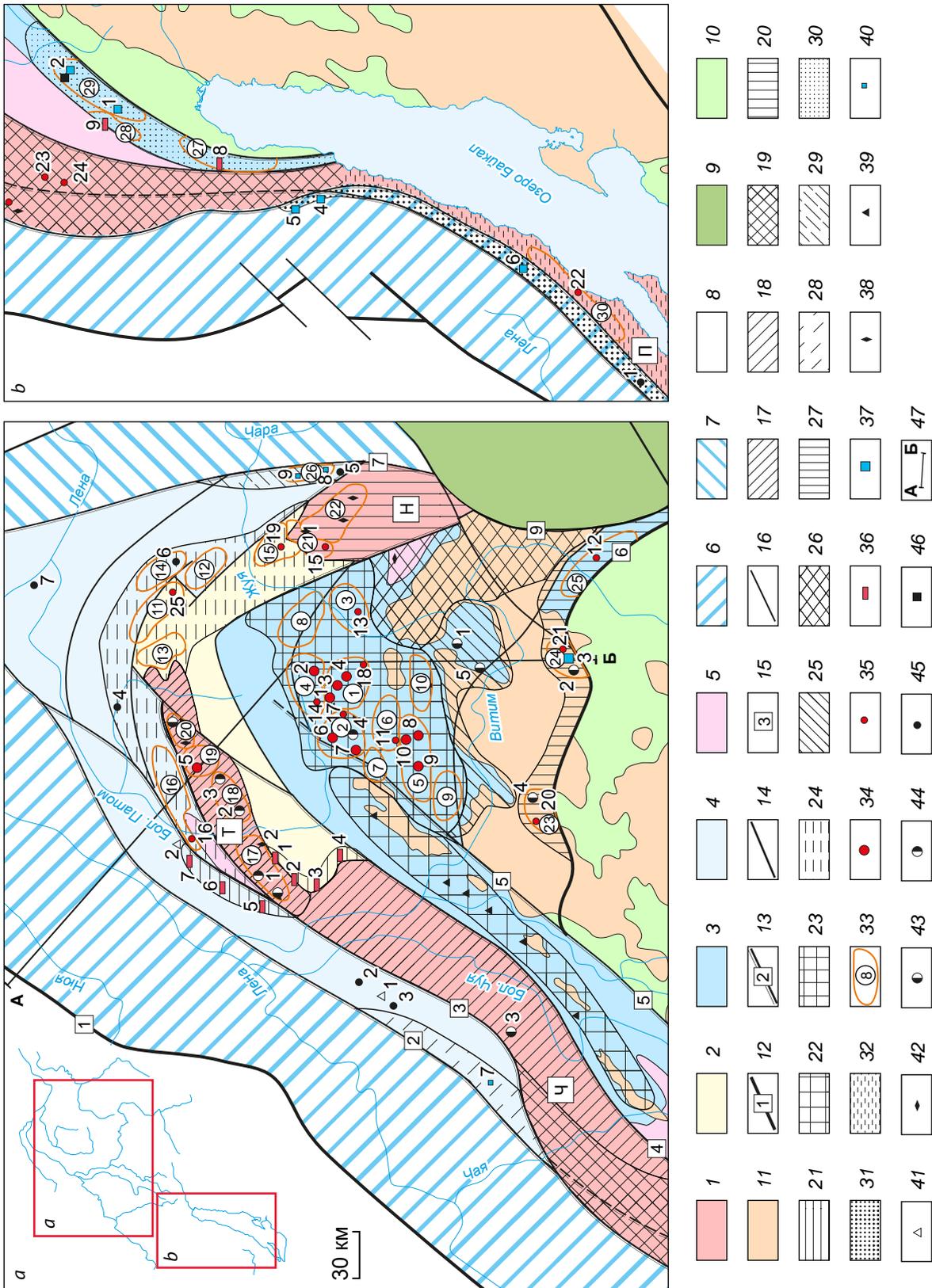




Рис. 1. Схема основных структурных элементов и металлогенического районирования Байкало-Патомской золоторудной провинции (а – северной части, б – юго-западной части), по [10, 14]:

1–4 – основные структуры БППР: 1, 2 – Чуйско-Нечерский антиклинорий; 1 – выступы дорифейского фундамента (Н – Нечерский, Т – Тондский, Ч – Чуйский, П – Прибайкальский), 2 – часть антиклинория, где фундамент перекрыт рифейскими отложениями; 3, 4 – синклинории: 3 – Мамско-Бодайбинский, 4 – Байкало-Патомский; 5 – выходы образований дорифейского фундамента в краевых частях синклинориев; 6–8 – Сибирская платформа: 6, 7 – зоны линейных складок, сформированные в краевой («шелфовой») части пассивной континентальной окраины: 6 – Приленская, 7 – Причарская; 8 – слабдеформированная в рифей-вендское время часть Сибирской платформы; 9 – дорифейские образования Алданского щита и Становой зоны; 10 – разновозрастные образования Байкало-Муйского пояса; 11 – верхнепалеозойские гранитоиды (Ангаро-Витимский батолит); 12 – главные разломы, разделяющие крупные литосферные блоки; 13, 14 – главные внутриблоковые разломы: 13 – сформированные на стадии седиментации и активизировавшиеся во все последующие этапы, 14 – сформированные при линейной складчатости и активизировавшиеся в последующие этапы; 15 – номера разломов (1 – Ленско-Нюйский, 2 – Ачиткано-Джербинский, 3 – Алекано-Мало-Туюканский, 4 – Чуйский, 5 – Абчадский, 6 – Приво-Мамаканский, 7 – Жуинский, 8 – Чарский, 9 – Ничатский); 16 – границы рудных районов; 17–32 – рудные районы: 17 – Тондский уран-оловянно-вольфрамово-золотой, 18 – Чуйский железо-уран-вольфрамовый, 19 – Ачитканский уран-вольфрамово-золотой, 20 – Нечерский молибден-уран-золотой, 21 – Витимский железорудный, 22 – Мамский слюдоносный, 23 – Бодайбинский оловянно-вольфрамово-золотой, 24 – Патомо-Нечерский золотоносный, 25 – Синюгинский оловянно-вольфрамово-золотой, 26 – Нечеро-Жуинский редкометалльно-редкоземельно-слюдоносный, 27 – Додыхтинско-Уряхский оловянно-вольфрамово-золотой, 28 – Мало-Чуйский свинцово-цинково-фосфорито-магнетитовый, 29 – Желиндинский свинцово-цинковый, 30 – Олоkitский свинцово-цинково-железородный, 31 – Прибайкальский свинцово-цинковый, 32 – Верхне-Ленский ураново-золотой; 33 – рудные узлы и их номера (1 – Кропоткинский, 2 – Мараканский, 3 – Тунгусский, 4 – Хомолхинский, 5 – Артемовский, 6 – Верхне-Аунакинский, 7 – Томиловский, 8 – Кулибриянский, 9 – Бодайбоканский, 10 – Энгажиминский, 11 – Нирундинский, 12 – Молвинский, 13 – Больше-Таймендинский, 14 – Валухтинский, 15 – Баллаханский, 16 – Туюкано-Илигирский, 17 – Туюканский, 18 – Хайвергинский, 19 – Кевактинский, 20 – Челонченский, 21 – Бульбухтинский, 22 – Ствотахский, 23 – Додыхтинский, 24 – Чаяндринский, 25 – Уряхский, 26 – Бестякский, 27 – Тыйский, 28 – Абчадский, 29 – Холоднинский, 30 – Миндей-Кулькюттинский); 34 – промышленные месторождения золота (1 – Сухой Лог, 2 – Высочайшее, 3 – Вернинское, 4 – Невское, 5 – Чёртово Корыто, 6 – Ожерелье, 7 – Ыканское, 8 – Копыловское, 9 – Кавказ, 10 – Догалдынская Жила); 35 – перспективные рудопроявления золота (11 – Красное, 12 – Уряхское, 13 – Светловское, 14 – Верхне-Угаханское, 15 – Ходоканское) и слабоизученные рудопроявления (16 – Гольцовое, 17 – Ровнинское, 18 – Атырканское, 19 – Георгиевское, 20 – Ветвистое и Довгакитское, 21 – Джалагунское и Догалдынское, 22 – Мало-Миндейское); 36 – перспективные рудопроявления железистых кварцитов (1–7 – Витимского железорудного района: 1 – Язовское, 2 – Гремучее, 3 – Сухое, 4 – Максимихинское, 5 – Чистое, 6 – Быстринское, 7 – Мало-Туюканское; 8, 9 – Абчадского и Тыйского рудных узлов); 37 – промышленные месторождения и перспективные рудопроявления свинца и цинка (1 – Холоднинское, 2 – Овгольское, 3 – Среднее, 4 – Таборное, 5 – Луговое, 6 – Ново-Анайское); 38 – месторождения и рудопроявления урана (1 – Чепок, 2 – Туюканское); 39 – месторождения слюды мусковита; 40–44 – слабоизученные рудопроявления: 40 – свинца и цинка (7 – Одинокое, 8 – Бестяк, 9 – Оттах); 41 – магнетита (1 – Малочуйское, 2 – Малотуюканское); 42 – ниобий-фосфор-редкоземельные (Атычакское, Усть-Бираинское); 43 – олова (1 – Находка, 2 – Сентябрьское, 3 – Серебристое, 4 – Юдовое), 44 – вольфрама (1 – Кварцевое, 2 – Догалдынское, 3 – Марининское, 4 – Яковлевское, 5 – Синюгинское); 45 – фосфоритов (1 – Сарминское, 2 – Межвежское, 3 – Мало-Калайское, 4 – Челонченское, 5 – Бестякское, 6 – Молвинское, 7 – Урикское); 46 – меди и никеля (с МПГ); 47 – линия разреза (для рис. 4 и 5)

Fig. 1. Schematic map showing the principal structural elements and metallogenic regionalization of the Baikal-Patom gold-bearing province (a, northern section, and b, southwestern section), after [10, 14]:

1–4 – principal structures of the Baikal-Patom Province: 1, 2 – Chuya-Nechera Anticlinorium; 1 – uplifts of the pre-Riphean basement (H – Nechera, T – Tonod, Ч – Chuya, П – Fore-Baikal), 2 – section of the anticlinorium, where the basement is covered with Riphean deposits; 3, 4 – synclinaliums: 3 – Mama-Bodaibo, 4 – Baikal-Patom; 5 – exposures of formations of the pre-Riphean basement in marginal sections of the synclinaliums; 6–8 – Siberian Platform: 6, 7 – zones of linear folds, formed in the border (“shelf-type”) section of the passive continental margin; 6 – Lena zone, 7 – Chara zone; 8 – Siberian Platform section slightly deformed in the Riphean-Vendian; 9 – pre-Riphean formations of the Aldan Shield and Stanovoi Zone; 10 – formations of various age the Baikal-Muya Belt; 11 – Late Paleozoic granitoids (Angara-Vitim Batholith); 12 – main faults separating large lithospheric blocks; 13, 14 – main intra-block faults; 13 – formed at the stage of sedimentation and reactivated during all the subsequent phases, 14 – formed during the linear folding and reactivated at subsequent phases; 15 – fault numbers (1 – Lena-Nyuva, 2 – Akitkan-Dzherba, 3 – Alekan-Malyi Tuyukan, 4 – Chuya, 5 – Abchada, 6 – Pravyi Mamakan, 7 – Zhuya, 8 – Chara, 9 – Nichat); 16 – ore region boundaries; 17–32 – ore regions: 17 – Tonod, uranium-tin-tungsten-gold, 18 – Chuya, iron-uranium-tungsten, 19 – Akitkan, uranium-tungsten-gold, 20 – Nechera, molybdenum-uranium-gold, 21 – Vitim, iron, 22 – Mama, mica-bearing, 23 – Bodaibo, tin-tungsten-gold, 24 – Patom-Nechera, gold-bearing, 25 – Sinyuga, tin-tungsten-gold, 26 – Nechera-Zhuya, rare metal-rare earth-mica-bearing, 27 – Dodykhta-Uryakh, tin-tungsten-gold, 28 – Malaya Chuya, lead-zinc-phosphorite-magnesite, 29 – Dzhelinda, lead-zinc, 30 – Olokit, lead-zinc-iron, 31 – Fore-Baikal, lead-zinc, 32 – Upper Lena, uranium-gold; 33 – ore clusters and their numbers (1 – Kropotkinsky, 2 – Marakan, 3 – Tungussky, 4 – Khomolkinsky, 5 – Artemovskiy, 6 – Verkhne-Aunakitsky, 7 – Tomilovskiy, 8 – Kulibryanikskiy, 9 – Bodaibokan, 10 – Engazhimskiy, 11 – Nirundinskiy, 12 – Molvinskiy, 13 – Bol'shetaimendrinskiy, 14 – Valyukhtinskiy, 15 – Balligananakh, 16 – Tuyukan-Iligir, 17 – Tuyukan, 18 – Khaiverga, 19 – Kevakta, 20 – Chelonchensky, 21 – Bul'bukhtinskiy, 22 – Stvotakhsky, 23 – Dodykhta, 24 – Chayangro, 25 – Uryakh, 26 – Bestyavskiy, 27 – Tyya, 28 – Abchada, 29 – Kholodninskiy, 30 – Mindel-Kul'kutta); 34 – economic gold deposits (1 – Sukhoi Log, 2 – Vysochaishee, 3 – Verninskoe, 4 – Nevskoe, 5 – Chertovo Koryto, 6 – Ykanskie, 7 – Ykshel'e, 8 – Kopylovskoe, 9 – Kavkaz, 10 – Dogaldynskaya Zhilia); 35 – promising gold prospects (11 – Krasnoe, 12 – Uraykh, 13 – Svetlovskoe, 14 – Verkhne-Ugakhanskoe, 15 – Khodokan) and understudied ore occurrences (16 – Gol'tsovoe, 17 – Rovninskoe, 18 – Atyrkan, 19 – Georgievskoe, 20 – Vetvistoe and Dovgakit, 21 – Dzhagalun and Dogaldyn, 22 – Malo-Mindeiskoe); 36 – promising iron quartzite prospects (1–7 – of the Vitim iron ore district: 1 – Yazovskoe, 2 – Gremuchee, 3 – Sukhoe, 4 – Maksimikhinskoe, 5 – Chistoe, 6 – Bystrinskoe, 7 – Malo-Tuyukanskoe; 8, 9 – of the Abchada and Tyya ore clusters); 37 – economic ore deposits and promising ore prospects of lead and zinc (1 – Kholodninskoe, 2 – Ovgol'skoe, 3 – Srednee, 4 – Tabornoe, 5 – Lugovoe, 6 – Novo-Anaiskoe); 38 – uranium ore deposits and prospects (1 – Chepok, 2 – Tuyukan); 39 – muscovite mica deposits; 40–44 – understudied ore occurrences: 40 – lead and zinc (7 – Odinokoe, 8 – Bestyakh, 9 – Ottaakh); 41 – magnesite (1 – Malochuiskoe, 2 – Malotuyukanskoe); 42 – niobium-phosphorus-rare earth (Atyachakh, Ust'-Birainskoe); 43 – tin (1 – Nakhodka, 2 – Sentyabr'skoe, 3 – Serebristoe, 4 – Yudovoe), 44 – tungsten (1 – Kvartsovoe, 2 – Dogaldynskoe, 3 – Marininskoe, 4 – Yakovlevskoe, 5 – Sinyuga); 45 – phosphorites (1 – Sarminskoe, 2 – Mezhevzhenskoe, 3 – Malo-Kalaiskoe, 4 – Chelonchenskoe, 5 – Bestyavskoe, 6 – Molvinskoe, 7 – Urikskoe); 46 – copper and nickel (with PGE); 47 – section line (for figs. 4 and 5)



рования новых золоторудных объектов. Это и является целью настоящей статьи.

История исследования. Джалагунское рудное поле расположено в пределах Чаянгринского рудного узла Додыхтинско-Уряхского рудного района [5]. Административно оно находится в юго-восточной части Бодайбинского района Иркутской области (рис. 2) на левобережье р. Витим. Золотоносность территории Чаянгринского рудного узла известна с XIX в. – отработка золотых россыпей в его западной части началась в 1882 г., а на реках Джалагун и Чаянгра (см. рис. 1) – в 1888 г. Наиболее крупной являлась Чаянгринская россыпь, остаточные запасы которой, по данным разведочных работ, проведённых в 70-х гг. (В. М. Демин), составляли более 20 т.

Коренная золотоносность Чаянгринского рудного узла была установлена при геологической съёмке масштаба 1 : 50 000 (Б. В. Шергин и др., 1969 г.) – в геологических маршрутах штурфным опробованием установлены многочисленные проявления и пункты минерализации с содержаниями золота от десятых долей г/т до десятков г/т, по ареалу распространения которых в южной его части и было предварительно оконтурено Джалагунское золоторудное поле. В 1987–90 гг. в пределах рудного поля проведены поисковые работы (В. Г. Молочный) и локализовано Джалагунское рудопроявление золота, в котором канавами были вскрыты 24 рудных тела жильного типа (средняя мощность 2,0 м, средняя длина по простиранию 100 м, по падению – 200 м, средние содержания 3,0 г/т), оценены по ним авторские прогнозные ресурсы золота кат. Р₂ в 7,7 т.

Ландшафтные условия площади и методика проведения поисковых работ. Осложняющим фактором при проведении площадных поисков в пределах Джалагунского рудного поля всегда являлись ландшафтные условия – на площади преобладает крутосклонный рельеф с развитием курумных развалов в пределах гранитоидов, кварцитов, метаэффузивов, зачастую пересыпающих менее устойчивые к выветриванию в том числе минерализованные породы (рис. 3). Все ниж-

ние части долин представляют собой пологие залесённые и задернованные склоны, на которых информативный слой делювия перекрыт дальнеприносными делювиально-солифлюкционными отложениями с участками дальнеприносного курумника. Поэтому при проведении поисковых работ была применена «Методика поисков в сложных ландшафтных условиях», разработанная в «СибГК» [3] и применяемая в ЦНИГРИ [5]. Особенностью этой методики является использование на первой стадии поисков на «закрытых» участках, где стандартными методами (геологические маршруты, литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния) получить достоверную геолого-геохимическую информацию невозможно, горных выработок:

- в местах развития мохового покрова и многолетней мерзлоты для вскрытия делювия ближнего сноса (информативного слоя делювия) и его опробования проходились бульдозерные канавы (расчистки) глубиной до 1,0 м. Их проходка обеспечивала оперативное удаление верхнего мерзлотно-мохового слоя, быструю оттайку грунта и вскрытие информативной части делювиально-солифлюкционных отложений. На участках со значительной мощностью рыхлых отложений из полотна этих канав в делювиально-солифлюкционных отложениях, где информативный слой делювия не вскрывался, дополнительно для его вскрытия и изучения его золотоносности проходились шурфы с комплексом опробования (шлиховое, литохимическое по вторичным ореолам рассеяния – ВОР и первичным ореолам – ПО) через 20–40 м;

- по целикам, где затруднено использование бульдозерной техники, проходка шурфов глубиной 1 м с комплексом опробования (шлиховое, литохимическое по ВОР и ПО, точечное) через 20–40 м для изучения золотоносности делювия и локализации шлиховых ореолов и геохимических аномалий;

- проходка шурфов до коренных пород глубиной 2,0 м, шагом 20–40 м для заверки шлиховых ореолов и геохимических аномалий, зон гидротермально-метасоматических изменений, выявленных при проходке шурфов глубиной

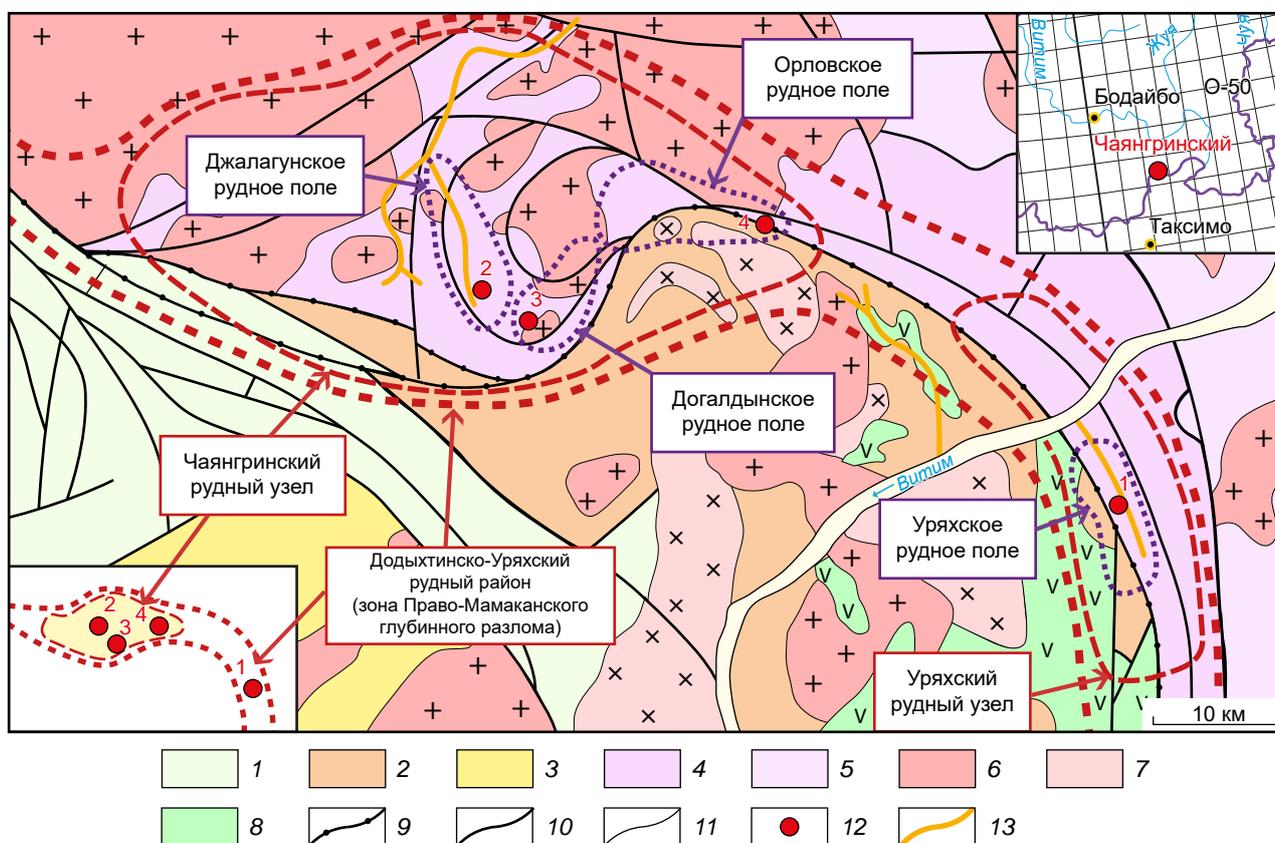


Рис. 2. Схема геологического строения и металлогенического районирования юго-восточной части Додыхтинско-Уряхского рудного района, по [10, 14], с уточнением (на врезках расположение Чаянгринского рудного узла):

образования Байкало-Муйского пояса: 1 – вендские и кембрийские терригенно-карбонатные, 2 – верхнерифейские терригенные и вулканогенные; 3 – архейско-раннепротерозойские метаморфические; образования БППр: 4 – средне-верхнерифейские карбонатно-терригенные, 5 – раннепротерозойские терригенные; 6 – позднепалеозойские гранитоиды Байкало-Витимского «ареал-плутона»; верхнерифейские интрузии Байкало-Муйского пояса: 7 – гранитоиды, 8 – породы основного состава; 9 – главные разломные швы Право-Мамаканского глубинного разлома (Сюльбанская ветвь); 10 – прочие разломы; 11 – геологические границы; 12 – месторождения и рудопроявления золота (1 – Уряхское, 2 – Джалагунское, 3 – Догалдынское, 4 – Орловское); 13 – россыпи золота

Fig. 2. Schematic map showing the geological structure and metallogenic regionalization of the southeastern Dodykhta-Uryakh ore region, refined after [10, 14] (insert maps show position of the ChaYangro ore cluster):

formations of the Baikal-Muya Belt: 1 – Vendian and Cambrian, terrigenous-carbonate, 2 – Late Riphean, terrigenous and volcanogenic; 3 – Archean-Early Proterozoic, metamorphic; formations of the Baikal-Patom Province: 4 – Medium-Late Riphean, carbonate-terrigenous, 5 – Early Proterozoic, terrigenous; 6 – Late Paleozoic granitoids of the Baikal-Vitim Batholith ("areal-pluton"); Late Riphean intrusions of the Baikal-Muya Belt: 7 – granitoids, 8 – basic rocks; 9 – main fault ruptures of the deep-seated Pravyi-Mamakan Fault (Syul'ban branch); 10 – other faults; 11 – geological boundaries; 12 – gold ore deposits and prospects (1 – Uryakh, 2 – Dzhalaungun, 3 – Dogaaldyn, 4 – Orlovskoe); 13 – gold placers

1 м. Проходка шурфов сопровождалась отбором шлиховых проб, опробованием по ВОР и ПО, точечных проб из минерализованных пород забоя.

Таким образом в пределах бульдозерных расчисток и линий шурфов были локализованы интервалы с проявлением в делювиальных отложениях ближнего сноса рудоносных гидротермально-метасоматических процессов, совмещённых со шлиховыми и литохимическими ореолами золота, вскрытие которых и привело к выявлению потенциально-промышленных рудных зон.

Геологическое строение Джалагунского рудного поля. Рудное поле занимает южную часть Чаянгринского рудного узла, выделенного в пределах «провеса кровли» крупного гранитоидного массива верхнепалеозойского

конкудеро-мамаканского комплекса. «Провес кровли» представляет собой обособленную юго-восточную часть Мамско-Бодайбинского синклиория, «отрезанную» от его основной части гранитным массивом на расстоянии 25–30 км (см. рис. 1). Вскрывающиеся в нём рифейские карбонатно-терригенные отложения смяты в сложные разнопорядковые линейные складки, регионально-метаморфизованы в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и прорваны целой серией штокообразных массивов гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (рис. 4).

Стратиграфия. В рудном поле в качестве подразделений местной стратиграфической шкалы вскрываются метаморфизованные карбонатно-терригенные отложения, по литоло-



Рис. 3. Вскрытие бульдозерной канавой делювиально-солифлюкционных отложений значительной мощности. Делювий ближнего сноса (рыжий) перекрыт дальнеприносным курумником

Fig. 3. Deluvium-solifluction deposits of significant thickness exposed by a bulldozer trench. Deluvium of proximal transportation (reddish brown) is covered by "kurum" (stone stream) deposits of distal transportation

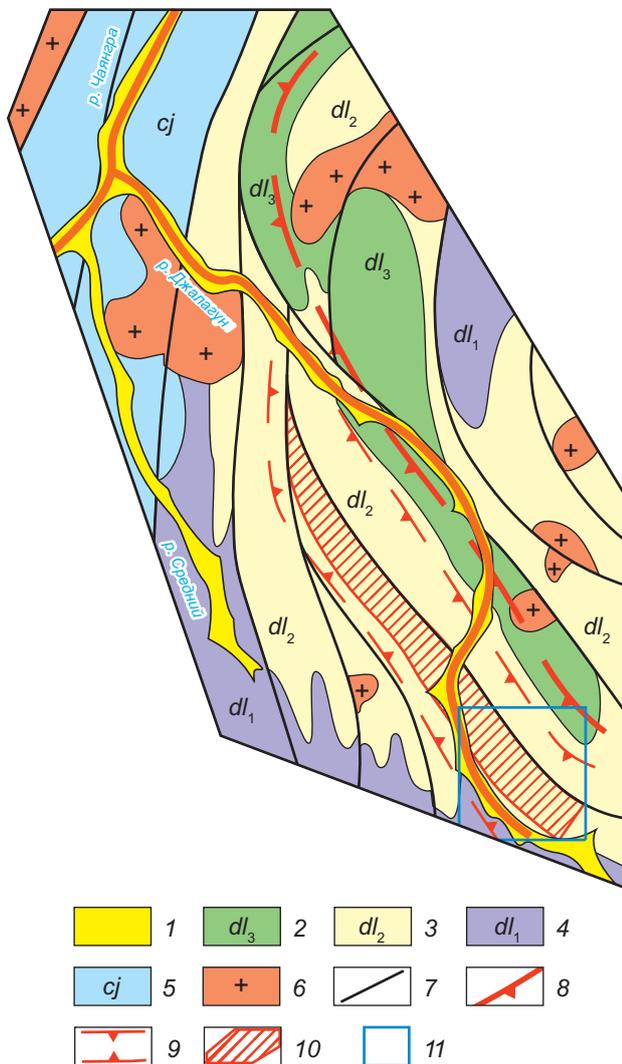


Рис. 4. Схематизированная геологическая карта Джалагунского рудного поля:

1 – четвертичные отложения; 2–4 – джалагунская свита: 2 – верхняя подсвита, кварциты, магнетитовые кварциты, хлоритовые и амфибол-хлоритовые сланцы, метагупфопесчаники, отмечаются пласты чёрных углеродистых метаалевролитов; 3 – средняя подсвита: переслаивающиеся углеродистые сланцы, алевросланцы и алевропесчаники, известняки, доломиты (в том числе джаспероиды), кварциты и кварцитосланцы, сланцы хлоритовые и хлорит-кварцевые, метаэффузивы амфибол-хлорит-эпидот-полевошпатового и биотит-амфибол-полевошпатово-эпидотового составов; 4 – нижняя подсвита: чёрные и тёмно-серые углеродистые сланцы и алевросланцы, переслаивающиеся с тёмно-серыми и серыми в той или иной степени углеродистыми мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками; 5 – чаянгринская свита: углеродистые преимущественно тёмноокрашенные, реже светлые в различной степени мраморизованные известняки с прослоями известковистых сланцев, амфиболитов, кварцитов; 6 – граниты конкудеро-мамаканского комплекса; 7 – основные разломы; 8 – внешняя граница Куиктинского гранито-гнейсового купола; 9 – рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций (зона расланцевания); 10 – минерализованная зона с проявлением интенсивных гидротермально-метасоматических процессов (бурошпатизации, мусковитизации, окварцевания, сульфидизации, березитизации, хлоритизации); 11 – участок детальных работ

Fig. 4. Schematized geological map of the Dzhalagun ore field:

1 – Quaternary deposits; 2–4 – Dzhalagun Formation: 2 – upper subformation: quartzites, magnetite quartzites, chlorite and amphibole-chlorite schists, tuffaceous metasandstones; beds of black carbonaceous metasiltstones are noted; 3 – medium subformation: interlayered carbonaceous shales, schistose siltstones and silty sandstones, limestones, dolomites (including jasperoids), quartzites and quartzite-schists, chlorite and chlorite-quartz schists, metaeffusives of the amphibole-chlorite-epidote-feldspar and biotite-amphibole-feldspar-epidote composition; 4 – lower subformation: black and dark-gray carbonaceous shales and schistose siltstones, interlayered with dark-gray and gray fine-grained and medium-grained variably carbonaceous sandstones; 5 – Chayangro Formation: predominantly dark-colored carbonaceous, more rarely light-colored marbleized limestones with interlayers of calcareous shales, amphibolites, and quartzites; 6 – granites of the Konkuder-Mamakan Suite; 7 – the principal faults; 8 – outer boundary of the Kuiktinsk granite-gneiss dome; 9 – ore-controlling zone of fault-folding deformations (shear zone); 10 – mineralized zone subjected to intense hydrothermal-metasomatic processes (brown-sparization, muscovitization, silicification, sulfidization, berezitization, and chloritization); 11 – site of detailed geological exploration



гическому составу разделённые предшественниками на чаянгринскую существенно карбонатную и джалагунскую существенно терригенную свиты (см. рис. 4). Следует отметить, что предшествующие исследователи имели различные взгляды как на названия этих стратиграфических подразделений, так и на их относительный возраст. Так, при геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 (ГСР-200, В. Т. Григоров, 1962 г.) свиты получили своё современное название, но чаянгринская свита была отнесена к более молодым образованиям относительно джалагунской. При ГСР-50 на западной части рудного поля (Л. Р. Цедрик, 1964 г.) была проведена корреляция этих свит с таковыми Патомского синклинория, и отложения чаянгринской свиты отнесли к более древней баракунской, а джалагунской – к валюхтинской. При ГСР-50 на восточной части рудного поля (Б. В. Шергин, 1969 г.) в пределах рудного узла вновь использованы названия «джалагунская» и «чаянгринская», но последняя отнесена к более молодым отложениям. При ГДП-50 (В. А. Шеметов, 1996 г.) чаянгринская свита отнесена к более древним образованиям по сравнению с джалагунской. Из-за различных взглядов на возрастное соотношение отложений чаянгринской и джалагунской свит этому вопросу при проведении поисковых работ «СибГК» (Ю. Л. Агеев, А. И. Иванов, 2014 г.) было уделено особое внимание. В результате наиболее обоснованным был признан вариант Л. Р. Цедрика и В. А. Шеметова о более древнем возрасте чаянгринской свиты относительно джалагунской и проведена их корреляция соответственно с угаханской и хомолхинской свитами Мамско-Бодайбинского синклинория. В то же время установлены некоторые литолого-стратиграфические особенности между ними, на основании чего выделена самостоятельная Чайангринская структурно-фациальная зона (СФЗ) при рифейском осадконакоплении [4, 5].

Чаянгринская свита, по данным Б. В. Шергина, В. А. Шеметова, Ю. Л. Агеева и др., сложена углеродистыми преимущественно тёмноокрашенными, реже светлыми, в различной степени мраморизованными известняками

с прослоями известковистых сланцев, амфиболитов, кварцитов. Появление в разрезе амфиболитов и кварцитов отличает его от разреза угаханской свиты юго-восточной части Бодайбинского синклинория и может свидетельствовать об эпизодическом проявлении основного вулканизма и возникновении суши как источника терригенного материала на прилегающей с юга территории.

Джалагунская свита является рудовмещающей, поэтому она рассматривается более подробно. Отложения свиты расчленены на три подсвиты (см. рис. 4). Породы нижней подсвиты представлены преимущественно чёрными и тёмно-серыми углеродистыми сланцами и алевросланцами, переслаивающимися с тёмно-серыми и серыми в той или иной степени углеродистыми мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками, слагающими около 20 % разреза. По составу и строению она близка к отложениям хомолхинской свиты юго-восточной части Мамско-Бодайбинского синклинория. По данным литохимического опробования по первичным и вторичным ореолам рассеяния эти отложения выделяются повышенным геохимическим фоном свинца, цинка и серебра, а в нескольких километрах западнее Джалагунского рудного поля в бассейне руч. Средний породы свиты вмещают колчеданно-полиметаллические руды рудопроявления Среднее (в настоящее время ПАО «Полюс» проводит на нём поисковые и оценочные работы). А, как известно [4, 5], джалагунская свита коррелируется не только с хомолхинской свитой, но и с ондокской (Олокитская СФЗ), вмещающей Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение, сеньской (Чарская СФЗ) и голоустнинской (Прибайкальская СФЗ) свитами, в которых установлены свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления в джаспероидах (Бестях, Оттах, Одинокое, Таборное, Луговое, Ново-Анайское).

Средняя подсвита расчленена по литологическим особенностям на три пачки (рис. 5). Отложения первой пачки являются рудовмещающими для Джалагунского рудопроявления, поэтому они, в отличие от других стра-

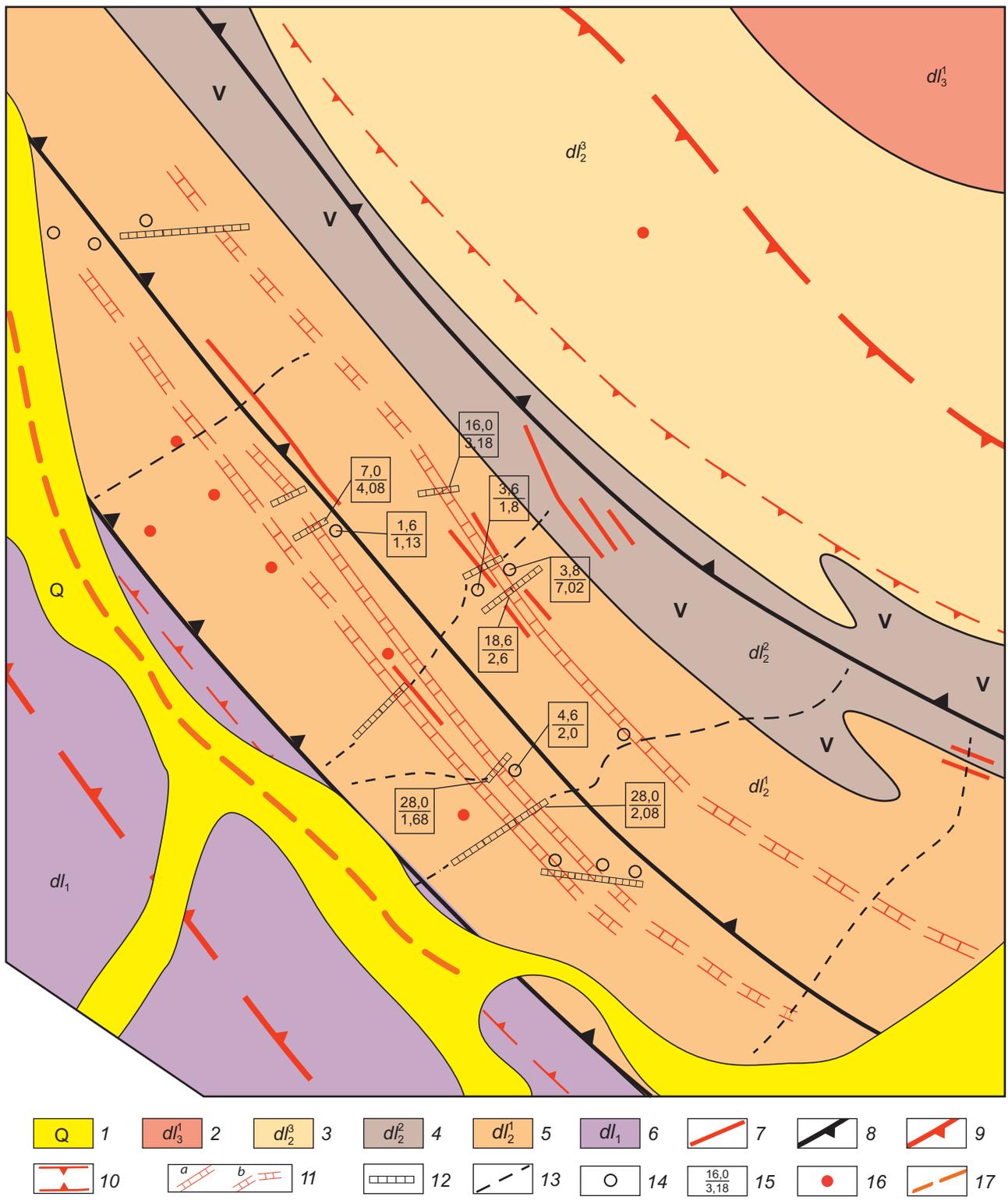




Рис. 5. Схематизированная геологическая карта участка детальных работ в пределах Джалагунского рудного поля:

1 – четвертичные отложения; 2–6 – джалагунская свита: 2 – верхняя подсвита: тёмно-зелёные хлоритовые и амфибол-хлоритовые сланцы, амфибол-хлорит-эпидотовые метавулканогенные породы, в основании горизонт зелёных хлоритовых сланцев с вкрапленной магнетитовой минерализацией; 3–5 – средняя подсвита, пачки: 3 – третья: метатифоалевролиты с прослоями метатифопесчаников, чёрные углеродистые сланцы, переслаивающиеся кварциты магнетитсодержащие и тёмно-серые углеродистые метаалевролиты и сланцы, редкие прослои доломитизированных известняков, 4 – вторая: сланцы хлоритовые, хлорит-серицит-кварцевые, метаэффузивы амфибол-хлорит-эпидот-полевошпатового, биотит-амфибол-полевошпатово-эпидотового, кальцит-амфибол-кварц-хлоритового составов, 5 – переслаивающиеся углеродистые сланцы, алевросланцы и алевропесчаники, известняки, доломиты (в том числе джаспероиды), кварциты и кварцитосланцы; 6 – нижняя подсвита: чёрные и тёмно-серые углеродистые сланцы и алевросланцы, переслаивающиеся с тёмно-серыми и серыми в той или иной степени углеродистыми мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками; 7 – дайки гранитов, гранодиоритов и гранодиорит-порфиров, диоритов и диоритовых порфиров; 8 – разломы; 9 – рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций (зона рассланцевания); 10 – минерализованная зона с проявлением интенсивных гидротермально-метасоматических процессов (буршпатизации, мусковитизации, окварцевания, сульфидизации, березитизации, хлоритизации); 11 – рудные зоны, установленные в канавах и скважинах (а) и предполагаемые по комплексу признаков (b); 12 – бульдозерные канавы, вскрывшие коренные породы; 13 – бульдозерные канавы для изучения делювиально-солифлюкционных отложений (бульдозерные «расчистки»); 14 – буровые скважины; 15 – параметры рудных зон в канавах и скважинах (числитель – мощность в м, знаменатель – средние содержания золота в г/т с учётом коэффициента рудоносности); 16 – штупные пробы предшественников с содержаниями золота более 1 г/т; 17 – промышленная россыпь золота

Fig. 5. Schematized geological map of the site of detailed geological exploration within the Dzhalagun ore field:

1 – Quaternary deposits; 2–6 – Dzhalagun Formation: 2 – upper subformation: dark-green chlorite and amphibole-chlorite schists, amphibole-chlorite-epidote metavolcanics rocks; a horizon of green chlorite schists with disseminated magnetite mineralization, in the basement; 3–5 – medium subformation, members: 3 – third: tuffaceous metasiltstones with interlayers of tuffaceous metasandstones; black carbonaceous shales; interlayered magnetite-containing quartzites and dark-gray carbonaceous metasiltstones and shales; rare interlayers of dolomitized limestones, 4 – second: chlorite and chlorite-sericite-quartz schists; metaeffusives of the amphibole-chlorite-epidote-feldspar, biotite-amphibole-feldspar-epidote, and calcite-amphibole-quartz-chlorite composition, 5 – interlayered carbonaceous shales, schistose siltstones, silty sandstones, limestones, dolomites (including jasperoids), quartzites, and quartzite-schists; 6 – lower subformation: black and dark-gray carbonaceous shales and schistose silts, interlayered with dark gray and gray fine-grained and medium-grained variably carbonaceous sandstones; 7 – dikes of granites, granodiorites, granodiorite porphyries and granite porphyries, diorites, and diorite porphyrites; 8 – faults; 9 – ore-controlling zone of fault-folding deformations (shear zone); 10 – mineralized zones subjected to intense hydrothermal-metasomatic processes (brownsparization, muscovitization, silicification, sulfidization, berezitization, and chloritization); 11 – ore zones: (a) revealed in trenches and drill holes and (b) inferred based on a complex of exploration indicators; 12 – bulldozer trenches that exposed bedrock; 13 – bulldozer trenches for exploration of deluvial-solifluction deposits (bulldozer strippings); 14 – drill holes; 15 – parameters of the ore zones in the trenches and drill holes (in the numerator, thickness, m; in the denominator, average gold grades in g/t, with allowance made for the statistical distribution of economic-grade intervals in the workings); 16 – rock-chip samples of previous works with gold grades of more than 1 g/t; 17 – economic gold placer

тиграфических единиц, изучались не только по делювию, но и в коренном залегании в канавах и скважинах. В строении пачки участвуют углеродистые сланцы, алевросланцы и алевропесчаники, известняки, доломиты (в том числе джаспероиды), кварциты и кварцитосланцы, переслаивающиеся друг с другом. Углеродистые сланцы и алевросланцы – чёрные, тёмно-серые и серые, слагают около 50 % разреза и часто находятся в тонком переслаивании с алевропесчаниками, которые чаще всего светло-серые, слабоуглеродистые или неуглеродистые. Для этих пород характерна линзовидно-параллельная (рис. 6, а, б) и градиционная слоистость с проявлением размыва нижележащих слоёв (см. рис. 6, с), что свойственно обстановке осадконакопления на шельфе [11, 15]. Этими особенностями они отличаются от тёмноокрашенных углеродистых песчаников и алевропесчаников хомолхинской свиты юго-восточной части Мамско-Бодайбинского синклиория, для которых характерна тонкоритмичная параллельная слоистость, формирующаяся в обстановке конти-

нентального склона [2]. По составу углеродистые сланцы и алевросланцы преимущественно мусковит-кварцевые и кварц-мусковитовые, иногда в алевропесчаниках присутствует хлорит, за счёт чего они зеленоватого оттенка.

Характерными для первой пачки являются карбонатные породы, слагающие пласты мощностью до 40 м. Но, в отличие от юго-восточной части Мамско-Бодайбинского синклиория, где в разрезе установлены только известняки, здесь карбонатные породы представлены не только в различной степени мраморизованными известняками, в том числе серыми тонко-полосчатыми, но и доломитами и доломитистыми известняками, которые в зонах прожилкового окварцевания приобретают джаспероидный облик, вплоть до образования кварц-серицит-карбонатных метасоматитов (рис. 7). Отмечаются также прослои карбонатно-слюдисто-кварцевых и слюдисто-амфиболовых сланцев (метаморфизованных известковистых глинистых сланцев).

Ещё одним отличием джалагунской свиты от хомолхинской юго-восточной части Мамско-

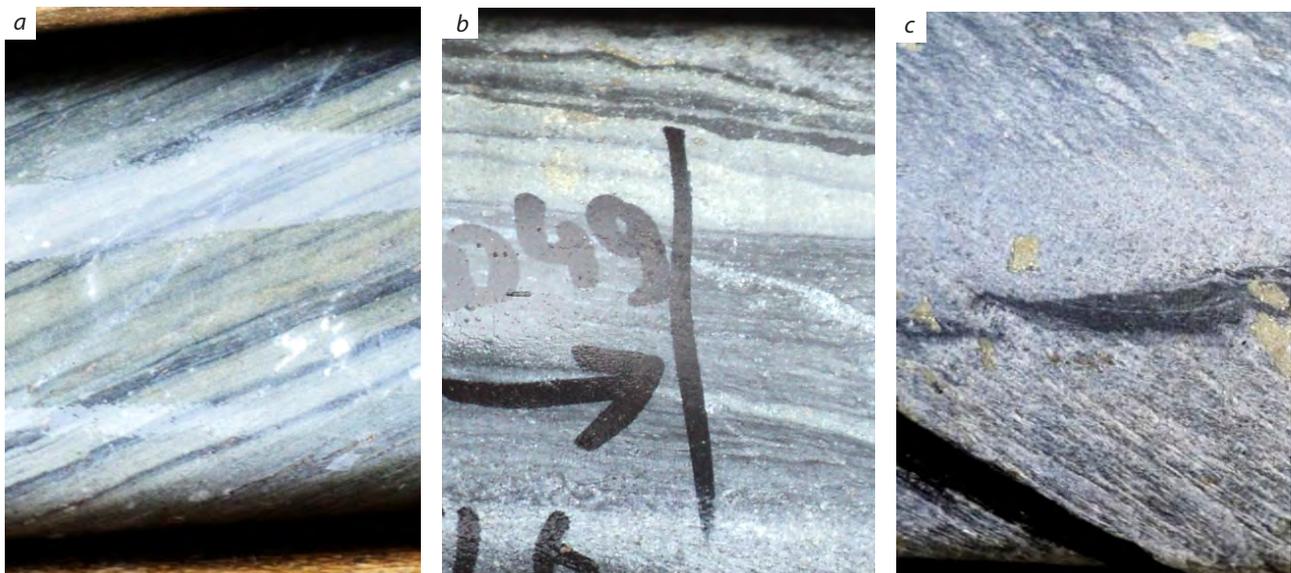


Рис. 6. Переслаивающиеся тёмно-серые углеродистые сланцы со светлыми алевросланцами и алевропесчаниками. Скв. 8. Диаметр керна 63 мм

Fig. 6. Interlayering of dark-gray carbonaceous shales with light-colored schistose siltstones and silty sandstones. Hole 8; drill core diameter, 63 mm



Рис. 7. Джаспероиды по доломитистым известнякам в коренном залегании (видны белые кварцевые прожилки, «отпрепарированные» в процессе выветривания) (a), b – пласты джаспероидов по доломитам (dz) с признаками перераспределения первично-осадочного кремнистого вещества (на врезке видны пустоты с друзами горного хрусталя). Диаметр керн 63 мм

Fig. 7. Jasperoids: (a) after dolomitic limestone, a primary exposure (white quartz veins, "prepared" in the process of weathering); and (b) as layers after dolomite (dz) with signs of redistribution of a primarily sedimentary siliceous substance (in the insert: caverns with rock crystal druses). Drill core diameter, 63 mm

Бодайбинского синклиория является наличие пластов и горизонтов мощностью до десятков метров тонкопереслаивающихся тонкозернистых кварцитов (рис. 8, a) и кварцитосланцев (кварцево-мусковитовых сланцев). Слоистость параллельная, мощности слойков выдержаны. В минеральном составе кварцитов преобладают кварц (90 %) и мусковит (10 %). Форма зёрен кварца неправильная, с неровными, извилистыми, иногда заливообразными, зубчатыми контурами. Обломочную природу кварцитов можно обосновать лишь наличием окатанных (округлённых) зёрен акцессорного циркона. В составе кварцево-мусковитовых сланцев преобладают кварц (65–70 %), мусковит (30–35 %). В связи с проявлением в пределах рудного поля интенсивных складчато-разрывных деформаций и гидротермально-метасоматических процессов кварциты и кварцитосланцы

обычно в той или иной степени рассланцованы и мусковитизированы (см. рис. 8, b), окварцованы (см. рис. 8, c), деформированы и гидротермально-метасоматически преобразованы с формированием сложных новообразованных текстур (см. рис. 8, d, e).

Вторая пачка сложена метаморфизованными туфогенно-осадочными породами – преимущественно зелёными, грязно-зелёными, тёмно-зелёными хлоритовыми сланцами, нередко с мелкочешуйчатым биотитом, ориентированным по плоскостям сланцеватости. Отмечаются прослойки зелёных хлорит-серицит-кварцевых сланцев. В верхней части разреза пачки преобладают серовато-зелёные, грязно-зелёные, светло-зелёные хлоритовые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы. Среди зелёных кварц-хлоритовых сланцев отмечаются пластовые тела рассланцованных метаэффузивов средне-

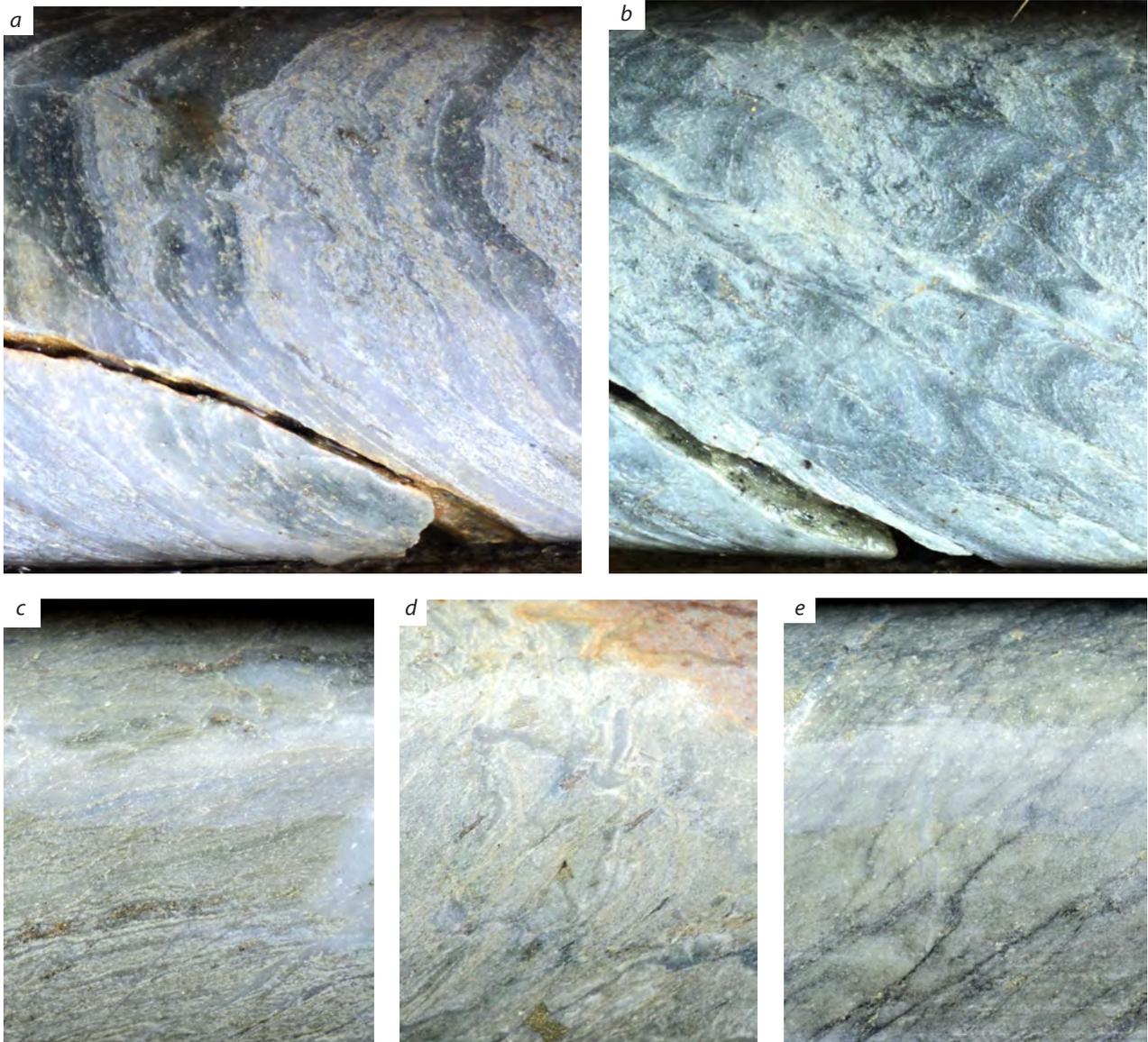


Рис. 8. Кварциты (тёмные прослои) и слюдистые кварциты (светлые прослои) в тонком переслаивании (a), в том числе рассланцованные, смятые в складки и деформированные по зонкам рассланцевания и мусковитизированные (b), прожилково-окварцованные (c), вплоть до полной затушёвки первичной слоистости (d) и формирования вторичной линзовидно-полосчатой текстуры (e). При интенсивных деформациях породы бурошпатизируются (d – виден «рыжий» участок выщелоченного анкерита, e – видны мелкие светлые порфиробласты анкерита). Диаметр керна 63 мм

Fig. 8. Quartzites (dark-colored interlayers) and micaceous quartzites (light-colored interlayers): (a) in fine interlayering; (b) schistosed, micro-folded, and deformed along shear microzones, and muscovitized; (c) veiny quartzitized; (d) intensely altered up to complete blurring of the primary lamination; and (e) altered up to formation of a secondary lensed-banded texture. In the course of the intense deformations, the rocks are "brownspatized" (replaced by brown spar, metasomatic ferruginous carbonates): d, reddish brown spot of leached ankerite in the top right; e, little light-colored ankerite porphyroblasts). Drill core diameter, 63 mm



го (?) состава – амфибол-хлорит-эпидот-полевошпатовых, биотит-амфибол-полевошпат-эпидотовых, кальцит-амфибол-кварц-хлоритовых. В породе наблюдаются округлые образования (миндалины), имеющие хлоритовый состав.

Третья пачка в нижней части сложена в основном метатуфоалевролитами с прослоями метатуфопесчаников, которые к верхней части разреза постепенно сменяются чёрными углеродистыми сланцами, а затем переслаиваются кварцитами магнетитсодержащими и тёмно-серыми метаалевролитами с прослоями чёрных углеродистых сланцев и доломитистых известняков мощностью до 5 м. В доломитистых известняках часто развито прожилковое окварцевание и породы приобретают джаспероидный облик. Верхняя часть разреза сложена тонкополосчатыми туфоалевролитами, которые выше сменяются белыми кварцитами, слагающими горизонт мощностью в несколько десятков метров.

Верхняя подсвита джалагунской свиты расчленена на три пачки. *Первая пачка* сложена преимущественно зелёными метаморфизованными вулканогенными породами, преобразованными в тёмно-зелёные хлоритовые и амфибол-хлоритовые сланцы и крепкие слабоборассланцованные амфибол-хлорит-эпидотовые породы, часто формирующие крупноглыбовые развалы. В основании пачки залегает горизонт зелёных хлоритовых сланцев с вкрапленной магнетитовой минерализацией.

Вторая пачка сложена магнетитсодержащими метаморфизованными вулканогенными породами – тёмно-зелёными амфибол-хлоритовыми и хлоритовыми, иногда эпидотизированными сланцами. В них часто отмечаются кварцевые агрегаты червячно-линзовидной формы размером до нескольких миллиметров, ориентированные согласно сланцеватости. Кварц серовато-белый, дроблёный (возможно, реликты миндалекаменной – «пузырчатой» текстуры).

Третья пачка сложена тёмно-зелёными метатуфопесчаниками, интенсивно борассланцованными, хлорит-биотит-кварц-полевошпатового состава, зелёными и тёмно-зелёными хлорит-кварцевыми сланцами, отмечаются пласты чёрных углеродистых метаалевролитов.

Таким образом, кроме отмеченного выше отличия разреза джалагунской свиты от такового хомолхинской юго-восточной части Мамско-Бодайбинского синклиория – участия в нём доломитов и кварцитов – особенностью разреза первой является преобладание в верхней части свиты туфогенно-осадочных и, вероятно, вулканогенно-осадочных пород и даже вулканитов средне-основного состава. Из-за высокого регионального метаморфизма и интенсивных гидротермально-метасоматических преобразований для более достоверного восстановления первичной природы этих пород необходимо проведение специальных исследований, хотя на основании их минерального состава можно достаточно уверенно предполагать участие в формировании этих пород вулканических процессов.

Интрузивные образования, вскрывающиеся в Чаянгринском рудном узле, представлены позднепалеозойскими гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса, слагающими массивы различных формы и размеров северо-восточной части Байкало-Витимского «ареал-плутона» («батолита») [2, 5, 18, 20], и дайками кислого и среднего составов.

Конкудеро-мамаканский комплекс. В пределах рудного поля закартировано несколько массивов (см. рис. 4). В центральной его части они сложены биотитовыми порфиroidными и равномернозернистыми гранитами (по данным АГСМ-съёмки отчётливо картируются повышенными содержаниями калия – более 2 % при низких содержаниях урана и тория и слабоаномальном магнитном поле). В северо-западной части рудного поля вскрываются край крупного Тельмамского массива Байкало-Витимского «ареал-плутона» (см. рис. 1, 2), сложенного биотитовыми и амфибол-биотитовыми, часто порфиroidными гранитами, и небольшие массивы равномернозернистых мелкозернистых биотитовых гранитов. Те и другие выделяются контрастными комплексными уран-торий-калиевыми аномалиями и положительными аномалиями магнитного поля.

Массивы гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса известны и в Бодайбинском

рудном районе [2, 5, 7, 18, 20], где они распространены преимущественно на периферии, хотя встречаются и в центральной части (Константиновский и Джекдокарский). Дайки гранит-порфиров этого комплекса картируются в экзоконтактовых зонах массивов, но ни на одном рудном поле непосредственно в пределах минерализованных зон золоторудных месторождений не установлены. Отсутствуют и дайки пород более основного состава, кроме пострудных даек лампрофиров.

В Джалагунском же рудном поле ситуация резко иная – не только в его пределах в целом, но и непосредственно в пределах минерализованной зоны установлены многочисленные дайки различного состава – гранитов, гранит-порфиров, плагиогранитов, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, диоритов, диоритовых порфиритов, монцодиорит-порфиров, авгитовых порфиритов (вариолитов). Дайки установлены в ряде пробуренных скважин, они субсогласны сланцеватости или косо секут её, их стволовая мощность составляет 1–15 м.

Метабазиты, диориты и диоритовые порфириты в различной степени хлоритизированы, серицитизированы, соскюритизированы, эпидотизированы, кальцитизированы, иногда амфиболитизированы и бурошпатизированы (рис. 9, 10). *Граниты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры* интенсивно серицитизированы, мусковитизированы, окварцованы, весьма незначительно эпидотизированы, кальцитизированы, иногда турмалинизированы, в различной степени катаклазированы, вплоть до образования кварцево-мусковит-серицитовых метасоматитов и кварцево-двуслюдяных сланцев, в которых иногда лишь угадываются структурные реликты гранитоидов. Кроме того, на принадлежность исходных пород к гранитоидам указывает минеральный состав вмещающего комплекса (рис. 11).

Исходя из того, что, по геологическим наблюдениям, дайки внедрялись после формирования соскладчатых зон рассланцевания и процессов соскладчатой бурошпатизации (возможен в отдельных случаях «захват» железомagneзиальных карбонатов из вмещающих пород при внедрении в бурошпатизиру-

ванные породы, см. рис. 9), а в то же время изменены дислокационными и низкотемпературными гидротермально-метасоматическими процессами – формировались они в заключительный этап рудообразования при диафто-резе. Но сами они не золотоносны – повышенных содержаний золота в них не установлено. По-видимому, на данной стадии изучения все дайки целесообразно условно отнести к конкудеро-мамаканскому комплексу, в котором первая фаза сложена диоритами и гранодиоритами, вторая и третья – гранитоидами, и для массивов которого характерно формирование экзоконтактового жильно-дайкового ореола [2]. Со временем его внедрения связывается окончательное формирование золоторудных месторождений БППр [2, 5, 8, 9, 14, 16, 17, 21, 22].

Метаморфизм. Регионально-метаморфические преобразования пород Чаянгринского рудного узла и, соответственно, Джалагунского рудного поля связаны с формированием в среднем палеозое Куиктинского гранито-гнейсового купола, который продолжал эволюционировать при верхнепалеозойском гранитообразовании – в его центральную часть внедрились гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса (см. рис. 2). В восточной части рудного поля, расположенной на периферии купольной структуры, проявлен региональный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (см. рис. 2, 4). По мере удаления от купольной структуры в западном и юго-западном направлениях уровень регионального метаморфизма в пределах Джалагунского рудного поля постепенно снижается до фации зелёных сланцев.

Структура рудного поля. *Складчатые структуры.* Мамско-Бодайбинский синклиорий, в юго-восточной обособленной части которого располагается Чаянгринский рудный узел, характеризуется отчётливым двухъярусным строением: на раннепротерозойском фундаменте залегает рифейско-вендский складчатый чехол, деформированный на этапе складкообразования в линейные складки. В более поздний этап гранито-гнейсового куполообразования при проявлении купольных деформаций и регионально-метаморфических пре-

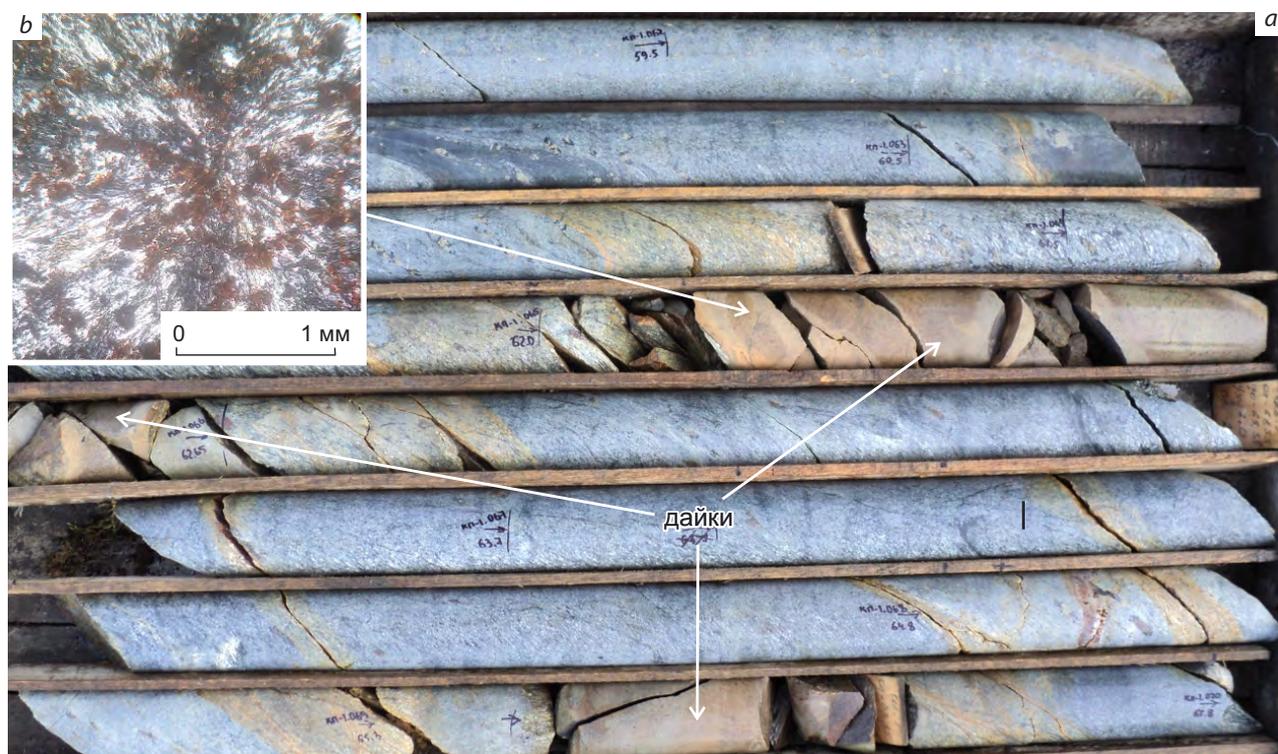


Рис. 9. Дайки авгитовых порфиритов в буропатизированных, мусковитизированных алевросланцах с прослоями углеродистых сланцев (а), b – фото шлифа (светлое – микролиты плагиоклаза, тёмное – авгит, бурое – лимонитизированный анкерит). Скв. 1, 69 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 9. a – dikes of augite porphyrites in brownsparized and muscovitised schistose siltstones with interlayers of carbonaceous shales; b – thin section of the augite porphyrite (light-colored, plagioclase microliths; dark-colored, augite; and red-dish brown, limonitized ankerite). Hole 1, depth 69 m. Drill core diameter, 63 mm

образований они деформируются с «кольцевым» искривлением осей [2, 5, 19, 20]. Аналогичная ситуация свойственна и территории Чаянгринского рудного узла – Куиктинский купол деформирует линейные складки северо-западного простирания, оси которых приобретают полукольцевую форму, огибая купол от его западной периферии до южной и восточной (см. рис. 2, 4).

В целом в связи с проявлением интенсивных разломных деформаций на территории Джалагунского рудного поля картируются лишь фрагменты линейных складок (см. рис. 4). На правобережье р. Джалагун размах крыльев и антиклиналей, и синклиналей, в которые

смяты отложения всех трёх подсвит джалагунской свиты, составляет 1–2 км. В междуречье Джалагун – Средний преобладают складки с размахом крыльев 0,4–0,8 км. Они сильно сжатые, в крыльях породы имеют крутое залегание, замки округлые. Повсеместно развит кливаж осевой поверхности, в структурно-вещественный парагенезис, кроме кливажа осевой поверхности, входят будинаж- и муллион-структуры, мелкие складки и т. д.

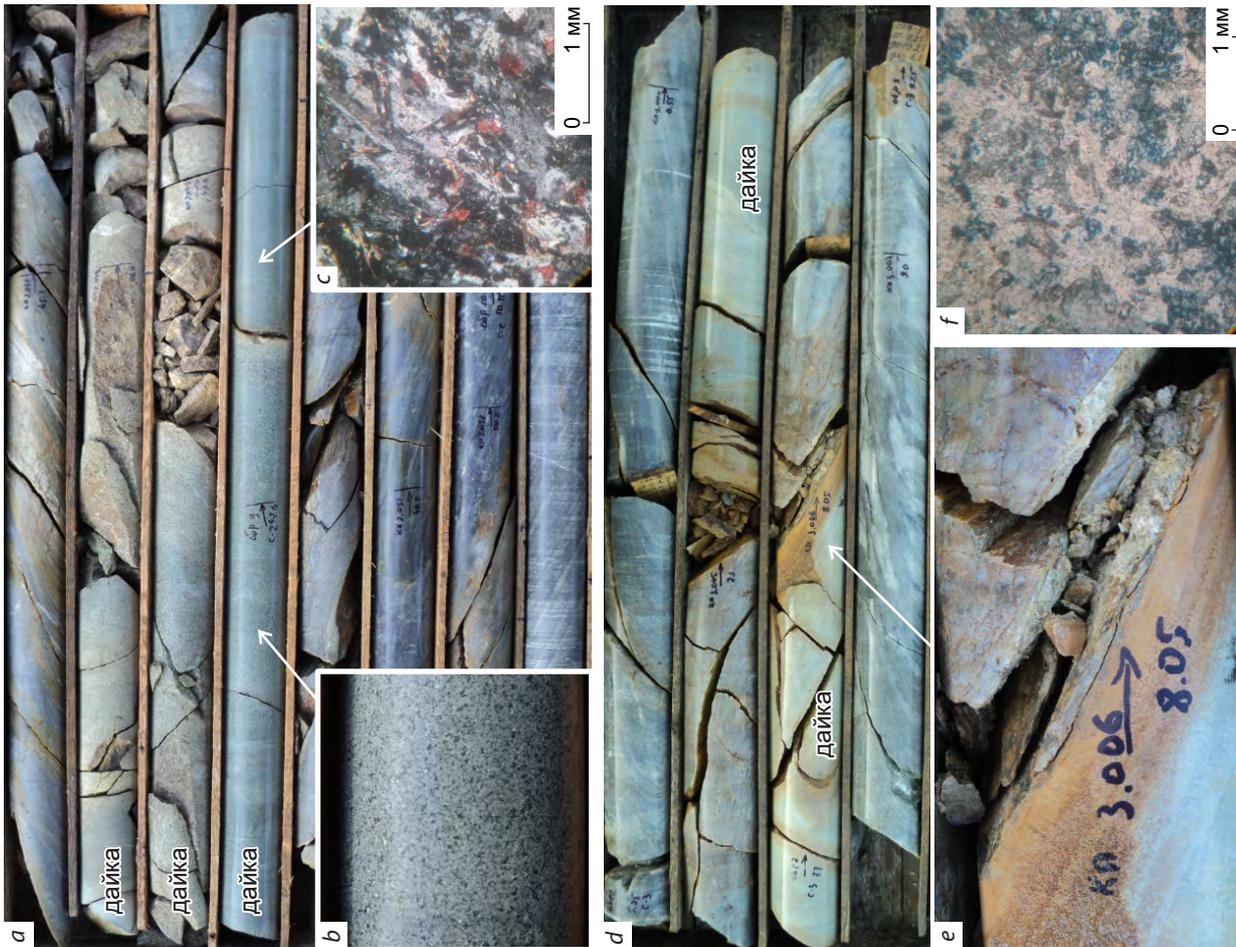
Разрывные нарушения. Чаянгринский рудный узел располагается в погружённой части Мамско-Бодайбинского синклинория, где поверхность раннепротерозойского фундамента располагается на глубине не менее 8 км.

Рис. 10. Дайки метадiorитов в скв. 2 (а–с) и скв. 3 (d–f):

а – метадiorит мелкозернистый, интенсивно хлоритизированный, мусковитизированный, эпидотизированный, кальцитизированный; b – деталь к рис. 10, а; с – фото шлифа, николи + (светлое – плагиоклаз, темное – хлорит, с яркими цветами интерференции – мусковит, розовый – кальцит). Скв. 2, 47 м; d – дайка метадiorитов бурошпатизированных и мусковитизированных в окварцованных анкерит-мусковит-кварцевых метасоматах, e – деталь к рис. 10, d (характер контакта метадiorитов и вмещающих метасоматов, бурая вкрапленность – лимонитизированный анкерит), f – фото шлифа, николи II (светлый минерал – плагиоклаз, синий – анкерит). Диаметр керна 63 мм

Fig. 10. Dikes of metadiorites in Hole 2 (a–c) and Hole 3 (d–f):

a – fine-grained metadiorite intensely chloritized, muscovitized, epidotized, and calcitized; b – close-up detail of 10, a; c – photo of thin section Hole 2, depth 47 m, nicols + (light-colored, plagioclase; dark-colored, chlorite; bright interference colors, muscovite; and pink, calcite); d – dike of metadiorites brownspartzed and muscovitized in silicified ankerite-muscovite-quartz metasomates; e – close-up detail of 10, d (character of the contact between the metadiorite and the hosting metasomites; the reddish-brown dissemination is limonitized ankerite); f – photo of thin section, nicols II (light colored mineral, plagioclase; blue mineral, ankerite). Drill core diameter, 63 mm



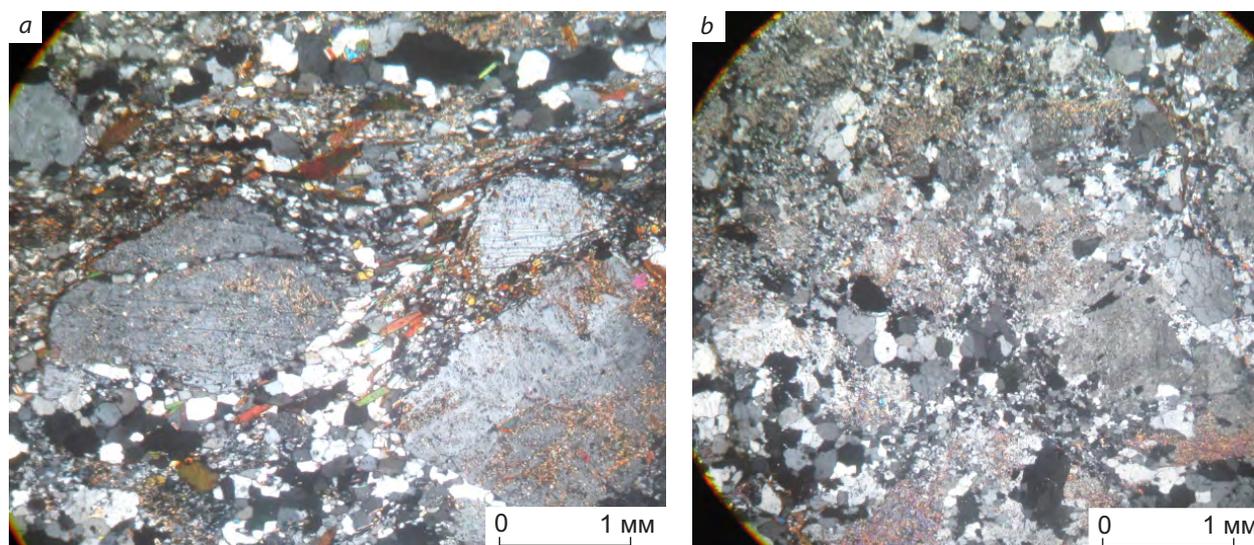


Рис. 11. Фото шлифов:

плаггиогранит катаклазированный: *a* – обломки зёрен серицитизированного плаггиоклаза, зонки дробления биотит-мусковит-полевошпат-кварцевого состава, канава 10002, 28 м, николи +; *b* – обломки зёрен интенсивно серицитизированного плаггиоклаза, зонки дробления мусковит-полевошпат-кварцевого состава, канава 10010, 66 м, николи +

Fig. 11. Photo of thin sections:

cataclased plagiogranite: *a* – fragments of sericitized plagioclase grains, biotite-muscovite-feldspar-quartz crushing zones, ditch 10002, 28 m, nicol +; *b* – fragments of grains of intensely sericitized plagioclase, crushing zones of muscovite-feldspar-quartz composition, ditch 10010, 66 m, nicol +

В фундаменте в этом районе по комплексу признаков установлен один из крупнейших глубинных разломов региона – Право-Мамаканский [2, 5, 18]. Он выделяется в виде крупного уступа в поверхности Мохо [12], разграничивает северную часть Байкало-Патомской складчатой области (Патомская зона), существовавшей в рифейско-вендское время как континентальная окраина, и Байкало-Муйский пояс, развивавшийся в это время по островодужному типу [1, 2]. Он активизировался при линейном складкообразовании, в этап гранито-гнейсового куполообразования и регионального метаморфизма, и в орогенный этап, завершившийся внедрением гранитоидных интрузий конкудеро-мамаканского комплекса [4, 5]. Многократная активизация Право-Мамаканского глубинного разлома в фундаменте складчатой области привела к формированию многочисленных разрывных нарушений в складчатом чехле и интрузивных телах, ко-

торые и формируют зону его динамического влияния, выраженную на уровне денудационного среза сложнопостроенной зоны разломов. Чаянгринский рудный узел располагается в этой зоне на участке изгибания Право-Мамаканского глубинного разлома (см. рис. 2, 4) [4, 5].

В пределах Джалагунского рудного поля картируются в основном разломы, сформированные при линейном складкообразовании и активизированные в этапы гранито-гнейсового куполообразования и внедрения гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (см. рис. 4, 5). Собственно соскладчатые являются только продольные вязкие разломы, формирующие в том числе широкие зоны расланцевания в различных частях складок (см. рис. 4, 5). Морфологически зоны представляют собой взбросы или надвиги, хотя отдельные нарушения могут характеризоваться и сбросовым перемещением (сбросы отставания). В них проявлена золотоносная сульфидно-бурошпа-

товая минерализация, входящая в структурно-вещественный парагенезис этих разрывов. В таких зонах на заключительных стадиях складкообразования (позднескладчатый этап) после затухания или прекращения процесса пластической деформации, но при той же ориентировке оси максимального сжатия продолжалось усложнение складчатых структур в основном за счёт дизъюнктивных дислокаций и формировались «концентрированные» разломы со значительными амплитудами перемещений по относительно маломощным сместителям [2] и проявлением гидротермально-метасоматических процессов (окварцевание, сульфидизация). В результате образовались рудоконтролирующие зоны складчато-разрывных деформаций (зоны рассланцевания) (см. рис. 4, 5) [4, 5].

Разрывные структуры, связанные с этапом гранито-гнейсового куполообразования, характеризуются кольцевой или изогнутой в плане формой и возникновением на периферии Куиктинской купольной структуры. Значительная их часть представляет собой искривлённые разломы, возникшие при линейном складкообразовании и активизировавшиеся при куполообразовании.

При внедрении гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса при активизации зон складчато-разрывных деформаций, являющихся наиболее проницаемыми структурами для сингранитных флюидов, происходила переработка гидротермально-метасоматическими процессами синскладчатой золотоносной сульфидно-бурошпатовой минерализации с её перераспределением и локализацией в благоприятных структурно-литологических обстановках вплоть до формирования золоторудных объектов [3–5]. В пределах рудного поля прослежена такая зона складчато-разрывных деформаций (рассланцевания), контролирующая одноимённое рудопроявление (см. рис. 4, 5).

Купольные структуры. Гранито-гнейсовые и гранитные купольные структуры известны в ряде районов БППр [2, 5, 19, 20]. На территории Чаянгринского рудного узла, как уже отмечалось, расположена Куиктинская гранито-гнейсовая купольная структура, развитие

которой завершилось внедрением гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса в её центральную часть. Купольная структура деформирует линейные складки и продольные им разломы (см. рис. 2).

Минерализованная зона. В процессе проведения поисковых работ в пределах Джалагунского рудного поля в центральной части зоны складчато-разрывных деформаций локализована золотоносная минерализованная зона, характеризующаяся проявлением интенсивных гидротермально-метасоматических процессов (кварцевой жильно-прожилковой минерализации, бурошпатизации, мусковитизации, сульфидизации) и трассируемая шлиховыми ореолами золота в делювии и аномалиями золота по результатам литохимического опробования по первичным ореолам и вторичным ореолам рассеяния. Она представляет собой зону рассланцевания, сформированную при линейном складкообразовании и активизировавшуюся в купольный этап и при становлении гранитоидных интрузий. Поэтому её структурный парагенезис в результате длительной эволюции с преобладанием пластических деформаций включает сланцеватость нескольких генераций, разнопорядковые складки разных механизмов формирования («кливажные», поперечного изгиба, «волочения» и др.), «концентрированные» малоамплитудные разрывы, кинк-зоны, муллион-структуры и тектоническое разлинзование, жильные образования различной морфологии и состава. Зона, по-видимому, имеет значительную суммарную амплитуду деформаций пород за счёт как перемещений с относительно небольшими амплитудами по конкретным многочисленным сместителям (поверхностям сланцеватости, зонкам рассланцевания, малоамплитудным разрывам), так и проявлений мелкоскладчатой деформации и тектонического разлинзования, кинк-зон (рис. 12–15). Из-за интенсивного развития сланцеватости зона во все этапы развития территории представляла собой наиболее проницаемую для флюидных систем структуру, что и обусловило концентрирование в её пределах гидротермально-метасоматических преобразований, в том числе золотоносных.



Рис. 12. Полная переработка слоистости тонкопереслаивающихся углеродистых сланцев (тёмные слойки) и алевросланцев и алевропесчаников (светлые слойки) в зоне расщепления (обозначена жёлтой стрелкой). Скв. 4, 176 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 12. Complete rework of the layering of finely interlayered carbonaceous shales (dark-colored microlayers) and schistose siltstones and silty sandstones (light-colored microlayers) in a shear microzone (marked by the yellow arrow). Hole 4, depth 176 m. Drill core diameter, 63 mm



Рис. 13. Микроскладчатая деформация в тонкопереслаивающихся углеродистых сланцах (тёмные слойки), алевросланцах и алевропесчаниках (светлые слойки) в зоне расщепления. Диаметр керна 63 мм

Fig. 13. Microfolding deformation in finely interlayered carbonaceous shales (dark-colored microlayers), schistose siltstones and silty sandstones (light-colored microlayers) in a shear zone. Drill core diameter, 63 mm

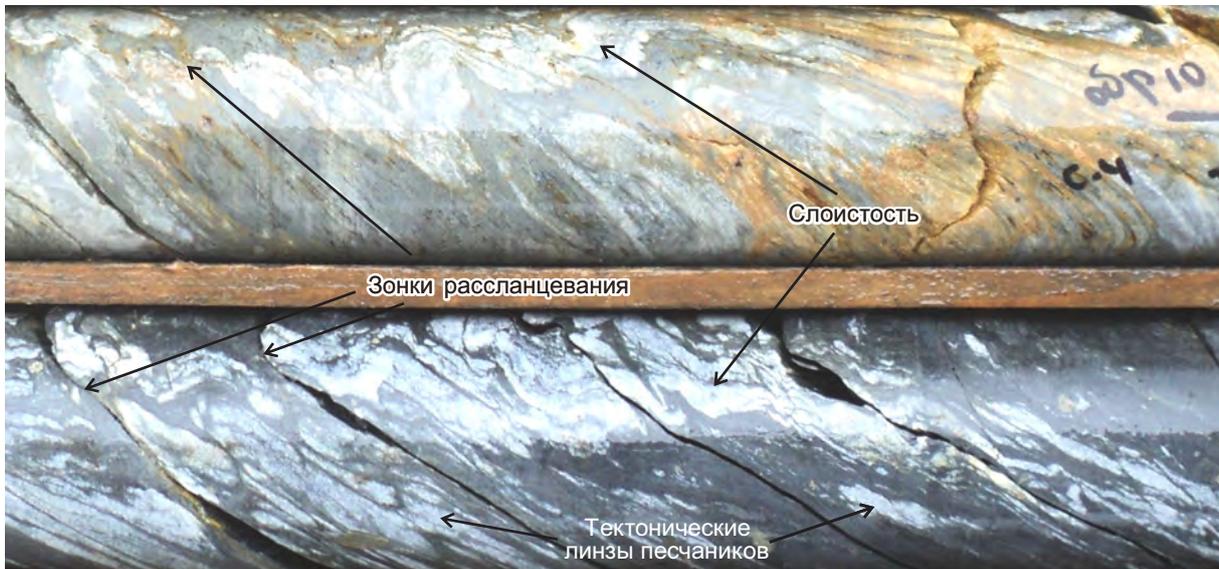


Рис. 14. Микроскладчатая деформация и тектоническое разлинзование тонкопереслаивающихся углеродистых сланцев (тёмные слойки) и алевропесчаников (светлые слойки) в зоне рассланцевания. Скв. 4, 36 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 14. Microfolding deformation and tectonic foliation of finely interlayered carbonaceous shales (dark-colored microlayers) and silty sandstones (light-colored microlayers) in a shear zone. Hole 4, depth 36 m. Drill core diameter, 63 mm



Рис. 15. Микроскладчатая (типа кинк-зон) деформация тонкопереслаивающихся углеродистых сланцев (тёмные слойки) и алевросланцев и алевропесчаников (светлые слойки) – начальный этап формирования зонк рассланцевания. Скв. 4, 175 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 15. Microfolding (kinkband-type microzones) deformation of finely interlayered carbonaceous shales (dark-colored microlayers) and schistose siltstones and silty sandstones (light-colored microlayers), an initial phase of formation of shear microzones. Hole 4, depth 175 m. Drill core diameter, 63 mm



Материалы, полученные в процессе изучения Джалагунского рудопоявления, в целом подтвердили ранее сделанные выводы [3–5] о связи тех или иных гидротермально-метасоматических процессов с основными этапами геологического развития территории. Так, с этапом линейной складчатости связаны сульфидизация, бурошпатизация (образование железо-магнезиально-кальциевых карбонатов переменного состава) и окварцевание. В регионально-метаморфический этап в активизировавшихся зонах расщепления происходило преобразование ранее сформированных минералов, началось формирование жильно-прожилковых зон. В позднемагматический рудный этап гидротермально-метасоматические процессы выразились в жильно-прожилковом окварцевании, бурошпатизации, сульфидизации, мусковитизации, альбитизации и т. д.

Бурошпатизация в виде вкрапленности, гнезд, линз и прожилков сидерита, анкерита, манганосидерита, реже доломита проявляется в разные этапы коллизионного процесса и, как и в других частях БППр [4, 5], в Джалагунском рудном поле она играла значительную роль в золоторудном процессе. Хотя в регионе первое образование железомagneзиальных карбонатов связано с седиментацией [2, 5], в пределах рассматриваемой территории в связи с проявлением интенсивных постседиментационных деформационных, метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов первично-осадочная минерализация полностью преобразована и достоверно не выявляется.

Наиболее интенсивная бурошпатизация проявилась на заключительных стадиях линейного складкообразования в субсогласных простиранию пород зонах расщепления с образованием порфиробластов часто ромбоидальной формы, формировавшихся позднее кливажа осевой поверхности, с размерами (по длинной оси) от первых миллиметров до 1–2 см (рис. 16–18). Как установлено в Бодайбинском рудном районе [4, 5], в подобных зонах бурый шпат отличается повышенным содержанием тонкодисперсного золота, которое при выщелачивании образует солевые ореолы (в ассоциации с мышьяком и другими элементами),

выявляемые литохимическим опробованием по ВОР. Процесс бурошпатизации протекает, согласно исследованиям Ф. А. Летникова [10], в С-флюидных системах, имеющих астеносферный источник. Флюиды этих систем мигрируют в земную кору по глубинным разломам и контролируют образование в том числе и месторождений золота. В процессе же перемещения флюидов в разломных зонах могло происходить их дополнительное обогащение золотом за счёт его выноса из металлоносных высокоуглеродистых пород. Следует отметить, что характер протекания метасоматических процессов в С-флюидных зонах расщепления, наблюдаемых в конкретных случаях, в значительной степени определялся *P-T*-условиями. Так как бурошпатизация протекала одновременно с серитизацией и хлоритизацией (и пиритизацией), то очевидно развитие этого процесса в условиях «зоны хлорита». Процесс формирования золотоносных зон бурошпатизации являлся важнейшим рудноподготовительным, и в их пределах месторождения рудного золота образовывались при переработке золотоносных пород в более поздние этапы.

При региональном метаморфизме уже в зоне биотита происходит преобразование бурого шпата – по нему формируются псевдоморфозы хлоритового, пирротин-хлоритового и других составов, которые при активизации расщепления «округляются» (рис. 19, *a*), как и в других местах БППр.

В рудный сингранитный этап в пределах минерализованной зоны и рудных зон совместно с окварцеванием и мусковитизацией формируются бурошпатовые и кварц-бурошпатовые прожилки (см. рис. 16, *b*, рис. 19, *b*) за счёт дополнительной бурошпатизации.

Сульфидизация. Сульфидная минерализация, наблюдаемая в пределах Джалагунского рудного поля, формировалась в коллизионный этап, хотя за пределами поля в южной части Чаянгринского рудного узла известны первично-осадочная колчеданная и вкрапленная пирротин-пирит-галенит-сфалеритовая минерализация на рудопоявлении Среднее.

Практически повсеместно в пределах минерализованной зоны отмечаются пирротин

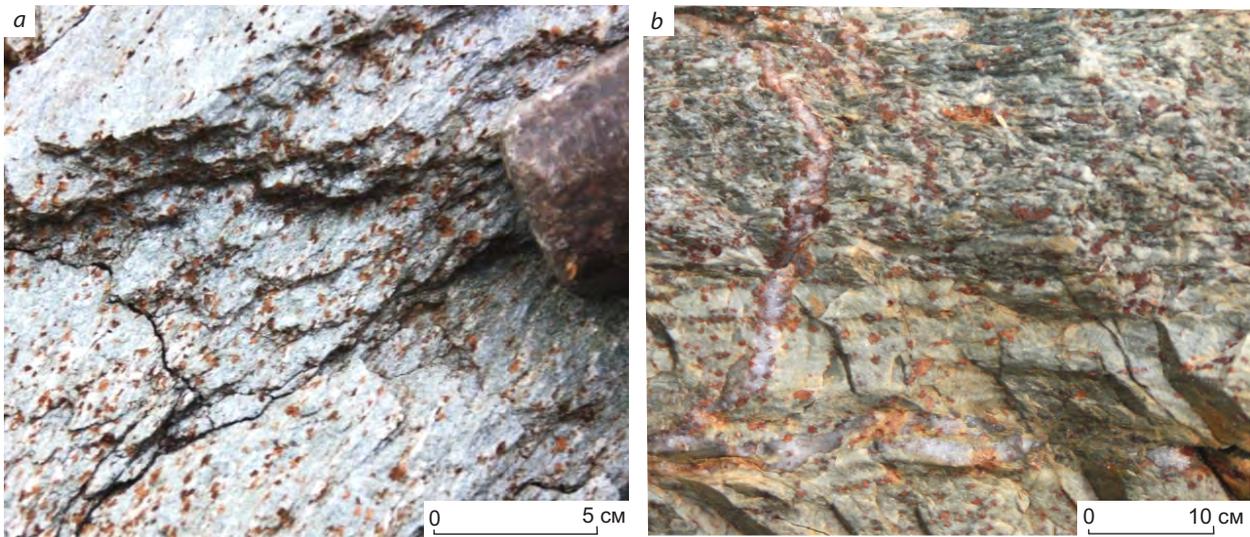


Рис. 16. Характер синскладчатой порфиробластической бурошпатизации (лимонитизирован – бурые порфиробласты) в рассланцованных метатуфоалевропесчаниках (а) и переслаивающихся метатуфоалевролитах и метатуфоалевропесчаниках, которые рассечены синрудным бурошпат-кварцевым прожилком (b). Канавка-10760

Fig. 16. Character of syn-folded porphyroblastic brown sparization (limonitized, brown porphyroblasts): (a) in schistose tuffaceous silty metasandstones, and in (b) interlayered tuffaceous metasilts and silty metasandstones, transected by a syn-mineralization brown spar-quartz veinlet. Trench 10760

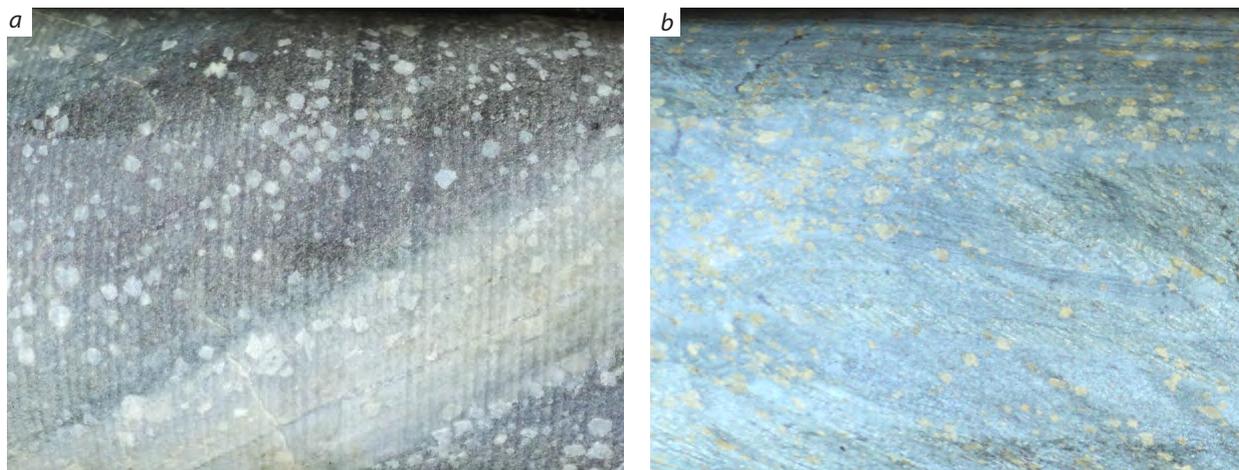


Рис. 17. Характер порфиробластической бурошпатизации (а – светлые, b – желтоватые порфиробласты) в переслаивающихся алевропесчаниках (светлые) и углеродистых сланцах (тёмные). Скв 1. Диаметр керна 63 мм

Fig. 17. Character of porphyroblastic brown sparization (a – light-colored, b – yellowish porphyroblasts) in interlayered silty sandstones (light-colored) and carbonaceous shales (dark-colored). Hole 1. Drill core diameter, 63 mm

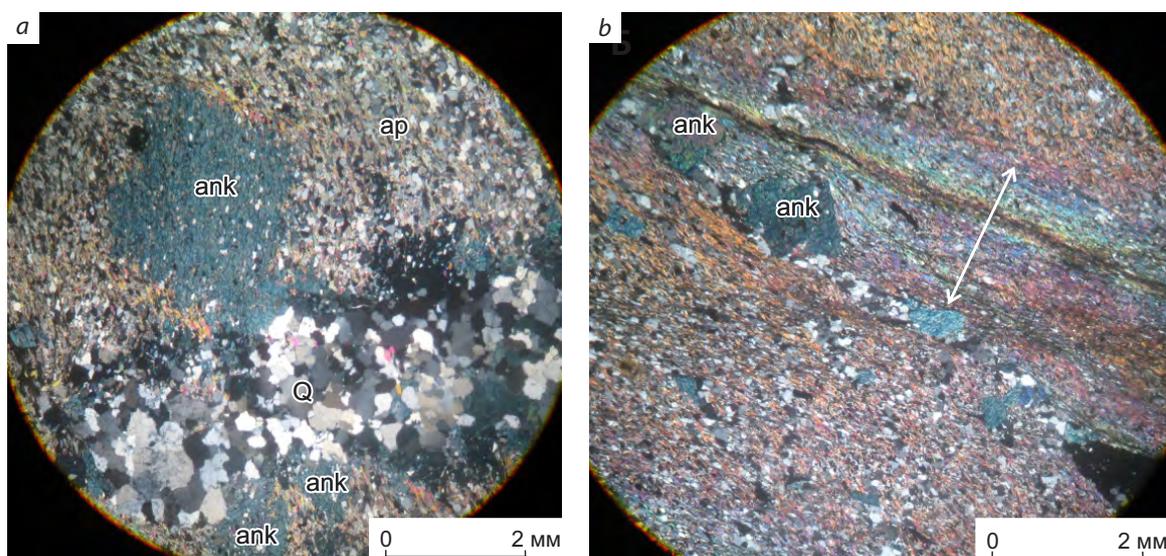


Рис. 18. *a* – образование порфиробласт анкерита (ank) в мусковит-кварцевых алевропесчаниках (ap). Видно пересечение порфиробласт анкерита кварцевым прожилком (Q). Шлиф, николи +. Скв. 2, 146 м; *b* – зона расланцевания (стрелка) кварц-мусковитового состава в мусковит-кварцевом метаалевролите. Синее – порфиробласты анкерита. Шлиф, николи +. Скв.2, 24 м

Fig. 18. *a* – porphyroblasts of ankerite (ank) in muscovite-quartz silty sandstones (ap). The ankerite porphyroblasts are transected by a quartz veinlet (Q). Thin section, nicoles +. Hole 2, depth 146 m; *b* – shear microzone (arrow) of quartz-muscovite composition in muscovite-quartz metasiltstone. Ankerite porphyroblasts stand out due to the blue color. Thin section, nicoles +. Hole 2, depth 24 m

и пирит. Пирротин обычно образует порфиробласты различных размеров и формируется при расланцевании пород в плоскости расланцевки (рис. 20). В Бодайбинском рудном районе такой пирротин, представленный моноклинной магнитной модификацией, формируется в зонах расланцевания в поздне-складчатый этап в *P-T*-условиях высокотемпературной части «зоны хлорита», которые трассируются отрицательными аномалиями магнитного поля, в пределах которых золотое оруденение не установлено [4, 5]. В Джалагунском рудном поле пирротинизация пород устанавливается как визуально, так и по материалам магниторазведочных работ – пирротинсодержащие горизонты углеродистых сланцев в ряде случаев трассируются отрицательными аномалиями. Эти аномалии связаны с моноклинной модификацией пирротина и по материалам шлихового и литохимического оп-

робования в их пределах повышенных содержаний золота не обнаружено.

В пределах минерализованной зоны установлен более поздний пирротин, образующий линейные агрегаты кристаллов (просечки) в плоскости новообразованной сланцеватости, секущей синскладчатые сланцеватость и кинкзоны (рис. 21), предположительно связываемый с активизацией зоны расланцевания в синметаморфический этап.

Пирит распространён почти повсеместно и имеет нескольких генераций. Вкрапленный пирит образуется при активизации расланцевания одновременно с деформацией порфиробластов пирротина (см. рис. 20, *b*, рис. 21). В рудный этап в кварц-мусковитовых, мусковит-кварцевых, пирит-анкерит-мусковит-кварцевых, пирит-мусковит-кварц-анкеритовых, пирит-кварц-анкерит-мусковитовых метасоматитах формируется тонковкрапленный

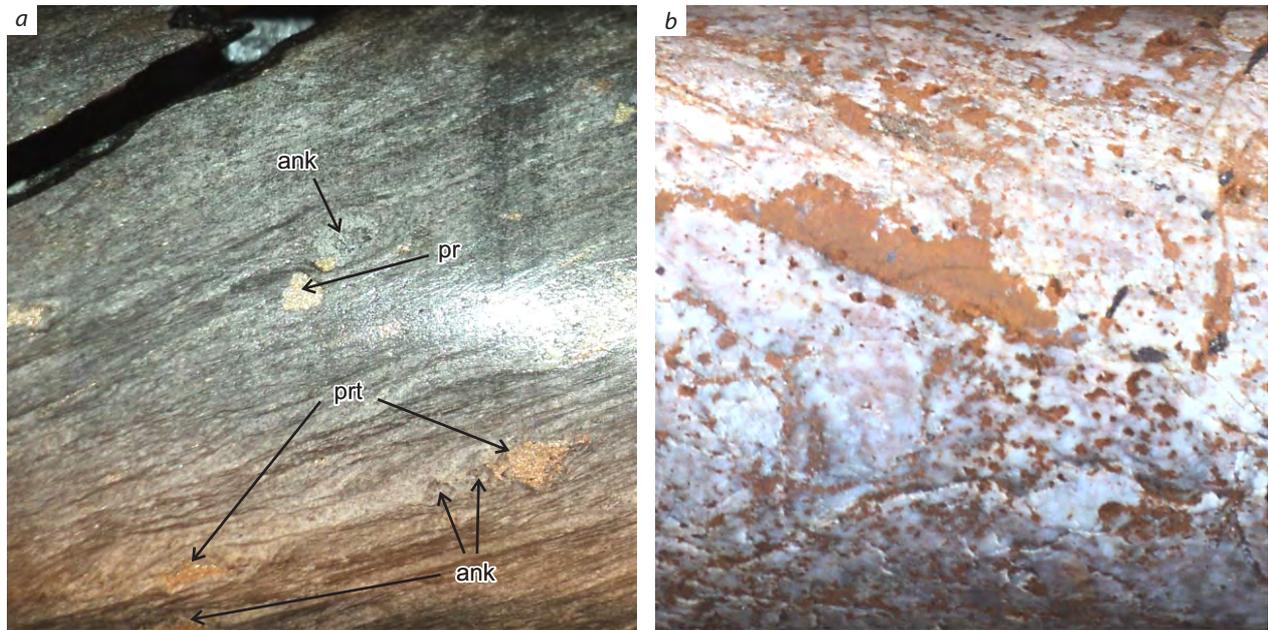


Рис. 19. а – деформация метаморфизованных порфиробласт анкерита (ank – видны реликты округлых зональных псевдоморфоз, сформированных в регионально-метаморфический этап) при синрудном рассланцевании. Видно синхронное выделение пирротина (prt), в том числе в «теньях давления» деформируемых порфиробласт анкерита, и более позднее – пирита (pr). Скв. 19, 158 м. Диаметр керна 63 мм; **б** – «суммированная» бурошпатизация (бурый шпат лимонитизирован – бурый цвет) рудно-подготовительно-го и рудного этапов (первая – вкрапленная, вторая в виде бурошпат-кварцевых и бурошпатовых прожилков и выделений сложной формы) в мусковит-кварцевых метасоматитах. Скв. 13, 37 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 19. *a* – deformation of metamorphic ankerite porphyroblasts (ank) (visible are the relics of rounded zoned pseudomorphs of ankerite, formed at the phase of regional metamorphism) due to the syn-mineralization schistosity. Note synchronous segregation of pyrrhotite (prt) (within "pressure shadows" of the deformed ankerite porphyroblasts, in particular) and a later segregation of pyrite (pr); Hole 19, depth 158 m; drill core diameter, 63 mm; *b* – "summed" brown spar is limonitized, which provides it brown color) of the ore-preparation and ore-deposition phases (the first is disseminated, the latter is represented by brown spar-quartz and brown spar proper stringers and by segregations of irregular shapes) in muscovite-quartz metasomatites; Hole 13, depth 37 m; drill core diameter, 63 mm

пирит, обычно со сложной морфологией кристаллов и их агрегатов (рис. 22–26). Поздний «кубический» и прожилковый пирит выделяются в последние этапы преобразования пород синхронно рудообразованию (рис. 27).

Мусковитизация – один из основных процессов рудного этапа, который свидетельствует о преобладании низкотемпературных условий и, соответственно, о проявлении её в условиях диафтореза. В результате при синрудном рассланцевании формируются различные

мусковитсодержащие метасоматиты – кварц-мусковитовые и мусковит-кварцевые, мусковит-анкерит-кварцевые и т. д. На поздней стадии рудного этапа формируется порфиروбластический мусковит или зонки мусковитизации при активизации рассланцевания (см. рис. 22)

Кварцевая жильная и прожилковая минерализация проявлены в пределах минерализованной зоны, а наиболее интенсивно – в рудных зонах, где отмечаются как согласные слан-

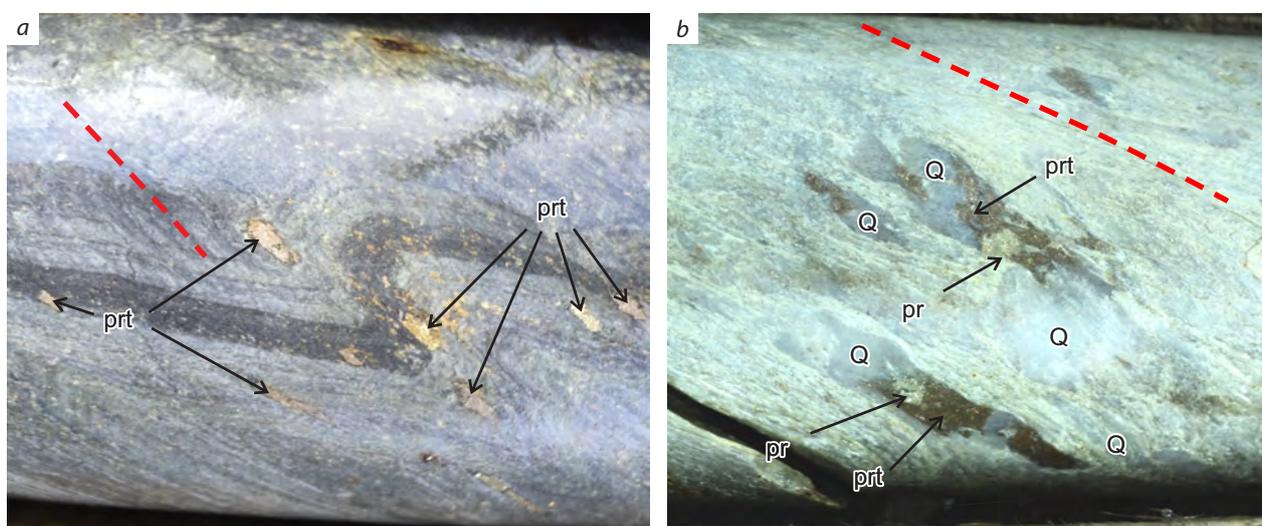


Рис. 20. а – субпараллельная ориентировка порфиробластов пирротина (prt), формирующихся при рассланцевании (красный пунктир – ориентировка сланцеватости) в переслаивающихся мусковитизированных и бурошпатизированных углеродистых сланцах (чёрные) – металаевропесчаниках (светлые). Скв. 2, 50 м; **б** – формирование в кварц-мусковитовых сланцах кварцевых «теней давления» вокруг зёрен пирротина при активизации рассланцевания с одновременным образованием зёрен пирита. Нижнее удлиненное зерно пирротина при этом будинировано (хрупкий будинаж) с заполнением кварцем межбудинного пространства. Скв. 1, 32 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 20. *a* – subparallel orientation of pyrrhotite porphyroblasts (prt) produced in the course of the schist-forming process (dash line is the schistosity orientation) in interlayered muscovitized and brownspatized carbonaceous shales (black) and silty metasandstones (light-colored); Hole 2, depth 50 m; *b* – formation of "pressure shadows" infilled by quartz around grains of pyrrhotite in quartz-muscovite schists due to a schistosity-forming process reactivation (dash line is schistosity orientation) with synchronous formation of pyrite grains. The elongated pyrrhotite grain in the bottom of the photo is boudinized (fragile boudinage) with quartz filling the inter-boudine space. Hole 1, depth 32 m. Drill core diameter, 63 mm

цеватости, так и секущие, в том числе смятые в складки и разлинзованные кварцевые, анкерит-кварцевые, альбит-кварцевые, альбит-анкерит-кварцевые жилы и прожилки, часто с пиритовой минерализацией (см. рис. 23–27).

Строение и параметры минерализованной зоны. По геологическим признакам (окварцевание, бурошпатизация, мусковитизация, сульфидизация, хлоритизация) зона прослежена в пределах всего рудного поля почти на 9 км при ширине от 1300 м в юго-восточной части до 500 м в северо-западной (см. рис. 4). Она выделяется по данным шлихового (знаковые содержания золота) и литохимического по ПО и ВОР (содержания золота 0,005–0,1 г/т) опробования. В наиболее изученной горными

выработками части длиной 2 км содержания золота по литохимическому опробованию составляют 0,01–0,1 г/т.

По результатам изучения минерализованной зоны бульдозерными траншеями до коренных пород и скважинами колонкового бурения в её пределах выделены три рудных зоны при бортовых содержаниях 1,0 г/т, минимальной мощности рудного тела 3,0 м и максимальной мощности безрудного интервала 3,0 м. Между траншейными и скважинными пересечениями все три зоны уверенно трассируются как по геологическим признакам (высокая интенсивность гидротермально-метасоматических преобразований), так и по материалам литохимического и шлихового опробования.

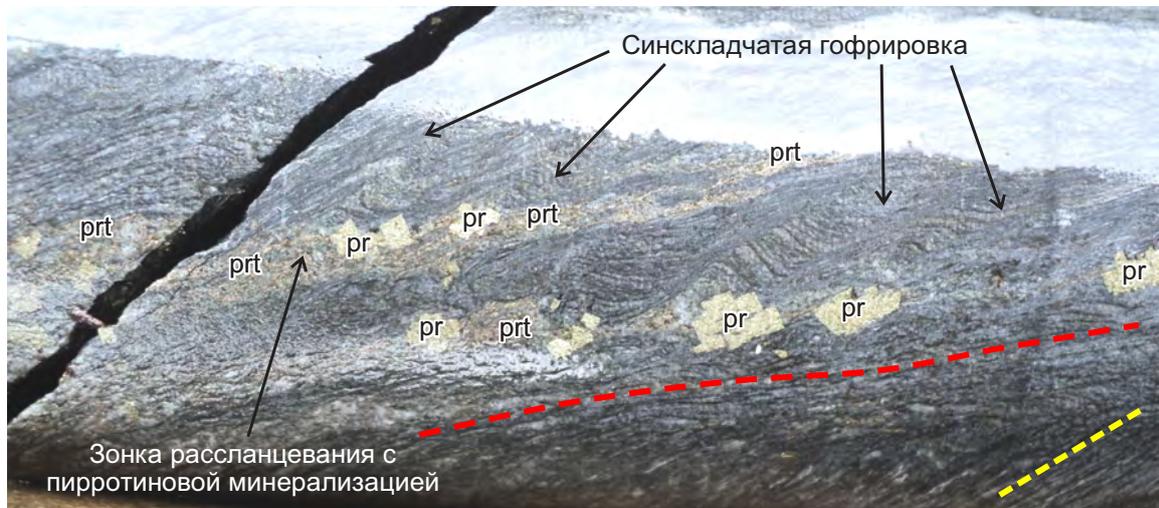


Рис. 21. «Срезание» синскладчатой гофрировки и сланцеватости (жёлтый пунктир) сланцеватостью (красный пунктир) и зонками расланцевания с пирротиновой минерализацией (prt). Более позднее образование «кубического» пирита (pr) относительно пирротина. Скв. 1. Диаметр керна 63 мм

Fig. 21. "Transection" of syn-folding corrugation and schistosity (yellow dash line) by the schistosity (red dash line) and shear microzones with pyrrhotite mineralization (prt). Note later formation of "cubic" pyrite (pr) relative the pyrrhotite; Hole 1. Drill core diameter, 63 mm

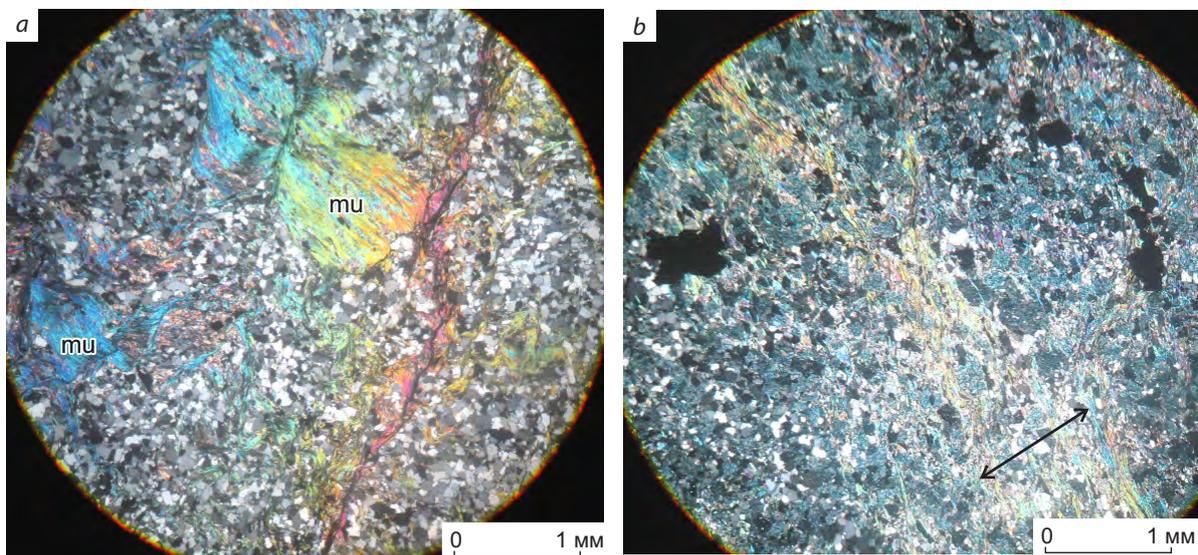


Рис. 22. Формирование порфиробластического мусковита (mu) в мусковит-кварцевых металевропесчаниках (a) и зонк мусковитизации (стрелка) в кварц-мусковит-анкеритовом метасоматите (анкерит – зёрна синего цвета) в стадию диафореза в рудный этап (b). Шлифы, николи +. Канавка 10013

Fig. 22. Muscovite segregations formed at the stage of diaphthoresis in the ore-formation phase: a – porphyroblastic muscovite (mu) in muscovite-quartz silty metasandstone; b – microzones of muscovitization (arrow) in quartz-muscovite-ankerite metasomatite (the blue grains are ankerite). Thin sections, nicols +; Trench 10013



Рис. 23. Строение центральной части рудной зоны № 1. Красными кружками показаны участки с видимым золотом. Светлое – кварцевые, анкерит-кварцевые и альбит-кварцевые жилы. Вмещающие породы – пирит-анкерит-мусковит-кварцевые, пирит-мусковит-кварц-анкеритовые, пирит-кварц-анкерит-мусковитовые метасоматиты. Скв. 1, 128,0–143,7 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 23. The central section of Ore Zone No. 1. The red circles mark spots with visible gold. Light-colored bands are quartz, ankerite-quartz, and albite-quartz veins. The host rocks are pyrite-ankerite-muscovite-quartz, pyrite-muscovite-quartz-ankerite, and pyrite-quartz-ankerite-muscovite metasomatites. Hole 1, depth 128.0–143.7 m; drill core diameter, 63 mm

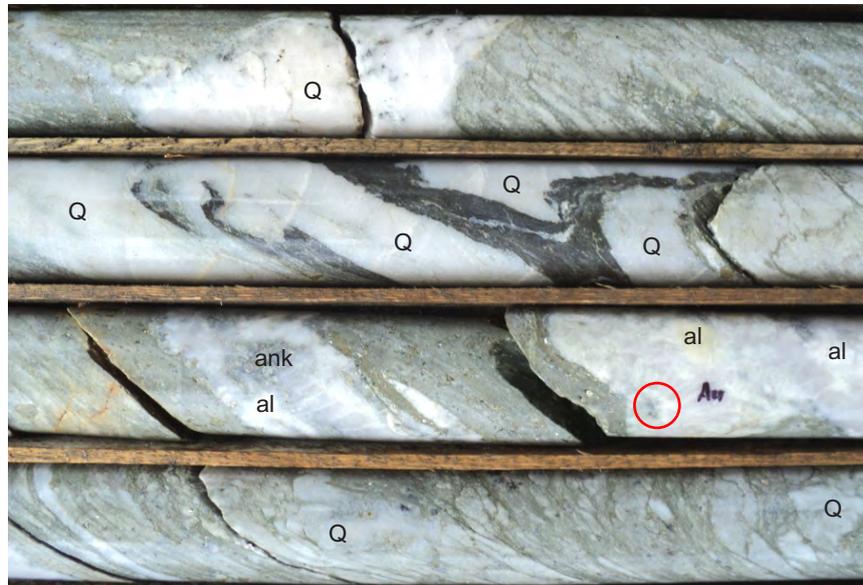


Рис. 24. Деталь к рис. 23 – деформированные и будинированные анкерит(ank)-альбит(al)-кварцевые(Q) жилы и прожилки в пирит-кварц-анкерит-мусковитовых метасоматитах (серо-зелёные). В красном круге – видимое золото. Скв. 1, 132,5 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 24. Close-up detail of Fig. 23: deformed and boudinized ankerite(ank)-albite(al)-quartz(Q) veins and veinlets in pyrite-quartz-ankerite-muscovite metasomatites (grayish-green). Visible gold in the red circle. Hole 1, depth 132.5 m; drill core diameter, 63 mm

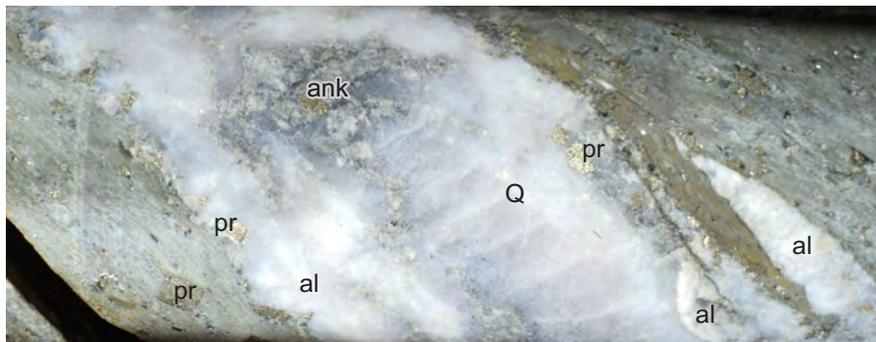


Рис. 25. Деталь к рис. 24 – строение золоторудной пирит(pr)-альбит(al)-анкерит(ank)-кварцевой(Q) жилы. Вмещающие породы – кварц-анкерит-мусковитовые метасоматиты с обильной тонковкрапленной пиритовой минерализацией. Более крупные кристаллы пирита в метасоматитах синхронны по времени образования пирит-альбит-анкерит-кварцевым жилам. Скв. 1, 132,5 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 25. Close-up detail of Fig. 24: structure of a gold-bearing pyrite(pr)-albite(al)-ankerite(ank)-quartz(Q) vein. The host rocks are quartz-ankerite-muscovite metasomatites with abundant fine-disseminated pyrite mineralization. Coarser pyrite crystals in the metasomatites are synchronous with formation of the pyrite-albite-ankerite-quartz veins. Hole 1, 132.5 m; drill core diameter, 63 mm

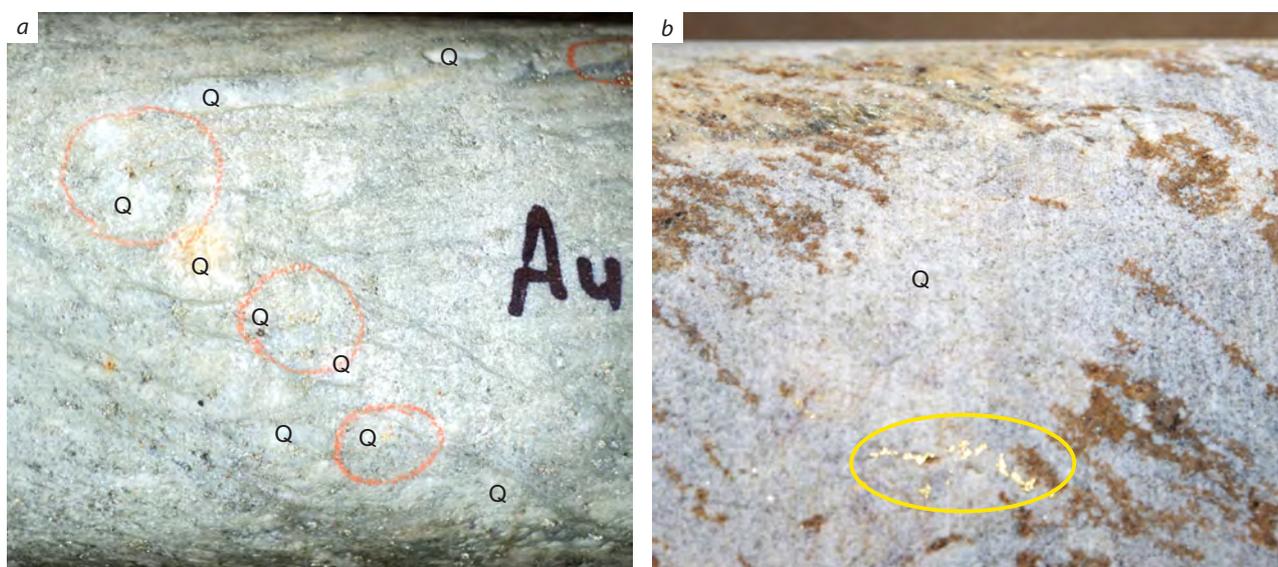


Рис. 26. Видимое золото:

a – в рассланцованном бужинированном прожилке анкерит-альбит-кварцевого(Q) состава в пирит-кварц-анкерит-мусковитовых метасоматитах (зеленоватые) – в красных кругах, диаметр керна 63 мм; *b* – в анкерит-альбит-кварцевой(Q) жиле в пирит-кварц-анкерит-мусковитовых метасоматитах (анкерит лимонитизирован) – в жёлтом круге

Fig. 26. Visible gold:

a – in a schistose boudinized ankerite-albite-quartz(Q) veinlet in pyrite-quartz-ankerite-muscovite metasomatites (greenish) – in the red circles; drill core diameter, 63 mm; *b* – in an ankerite-albite-quartz(Q) vein in pyrite-quartz-ankerite-muscovite metasomatites (ankerite is limonitized) in the yellow circle

Рудная зона № 1 прослежена канавами и скважинами на 650 м по простиранию (см. рис. 5) и в целом представляет собой зону жильно-прожилкового окварцевания. Рудные интервалы (см. рис. 5) выделяются по опробованию, хотя, как видно на рис. 23, они отчётливо выделяются и по геологическим признакам – характеризуются относительно повышенной деформированностью пород, интенсивной бурошпатизацией, пиритизацией и значительным объёмом (10–20 %) жильно-прожилкового материала. Вмещающие породы представлены переслаивающимися хлорит-мусковит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми метаалевролитами, деформированными в мелкие складки или рассланцованными до полной переработки слоистой текстуры, и преобразованием в кварц-анкерит-мусковитовые метасоматиты (см. рис. 24, 25). В северо-западном и юго-восточном

направлениях рудная зона по данным литохимического и шлихового опробования делювия прослеживается ещё на несколько сотен метров.

Рудная зона представляет собой сульфидно-кварцевый жильно-прожилковый тип золотого оруденения, типичный для Бодайбинского рудного района. Внутреннее строение зоны сложное, выделяются две основные группы жил. Первая представлена деформированными разлинзованными с фрагментами замков складок жилами пирит-кварцевого состава, кварц мелкозернистый гранулированный. Смятие в складки и разлинзование жил обусловлено деформациями по сланцеватости вмещающих пирит-анкерит-мусковит-кварцевых, пирит-мусковит-кварц-анкеритовых, пирит-кварц-анкерит-мусковитовых метасоматитов при её активизации (см. рис. 23–25). Вторая группа – жилы сложной морфологии пирит-



Рис. 27. Строение центральной части рудной зоны № 2. Гидротермально-метасоматические (Q_1) жилы и прожилки, субсогласные сланцеватости метасоматитов, и секущие их пирит-альбит-анкерит-кварцевые (Q_2) жилы в кварц-анкерит-мусковитовых метасоматитах. Скв. 3, 35,0–54,5 м. Диаметр керна 63 мм

Fig. 27. The central section of Ore Zone No. 2. Hydrothermal metasomatic (Q_1) veins and veinlets, roughly concordant with the schistosity of the metasomatites, and their crosscutting pyrite-albite-ankerite-quartz (Q_2) veins in quartz-ankerite-muscovite metasomatites. Hole 3, depth 35.0–54.5 m. Drill core diameter, 63 mm



альбит-анкерит-кварцевого состава, секущие сланцеватость метасоматитов и жилы первой группы. Именно в таких жилах отмечается видимое золото (см. рис. 23–25). Оно образует агрегаты мелких зёрен (см. рис. 26).

На основании результатов лабораторных технологических исследований пробы из рудной зоны № 1 установлено, что золото является в основном свободным, амальгамацией извлекается 81,3–82,5 %. В форме, доступной сорбционному цианированию, находится 96,3–96,5 % золота, в упорной цианированию форме – 3,5–3,7 %. Руды легкообогащаемые, по гравитационно-флотационной схеме с цианированием концентратов извлекается 91,2 % золота, по гравитационно-цианистой схеме – 94,4 %, прямым цианированием – 97,3 %.

Рудная зона № 2 также представляет собой жильно-прожилковую зону в рассланцованных кварц-анкерит-мусковитовых метасоматитах, сформировавшихся по мусковит-кварцевым и кварц-мусковитовым сланцам (см. рис. 27). Рудная зона относится к сульфидно-кварцевому жильно-прожилковому типу золотого оруденения, типичному для Бодайбинского рудного района. Количество кварцево-жильного материала в зоне – 30–40 %. Кварцевые образования представлены двумя генерациями. Первая – гидротермально-метасоматические жилы и прожилки, субсогласные сланцеватости метасоматитов, вторая – пирит-альбит-анкерит-кварцевые (рис. 28, см. рис. 27).

Рудная зона № 2 изучена в пяти пересечениях и по данным опробования скважин и траншей она выделяется по содержаниям золота выше 0,1–0,5 г/т. В трёх траншейных пересечениях, заверенных на глубину скважиной, установлены интервалы с промышленными параметрами (см. рис. 5). Расстояние между крайними пересечениями – 930 м, и в юго-восточном и северо-западном направлениях по материалам шлиховых и литогеохимических поисков зона прогнозируется ещё на несколько сотен метров.

Рудная зона № 3 вскрыта в трёх бульдозерных траншеях с расстоянием между крайними пересечениями 500 м; в одной из них

установлен интервал с промышленными параметрами (см. рис. 5). Как и рудные зоны № 1 и 2, она также представляет собой жильно-прожилковую зону в деформированных кварц-анкерит-мусковитовых метасоматитах, сформировавшихся по мусковит-кварцевым и кварц-мусковитовым сланцам, тип золотого оруденения – сульфидно-кварцевый жильно-прожилковый, типичный для Бодайбинского рудного района. Количество кварцево-жильного материала – 10–20 %. Кварцевые образования представлены в основном двумя генерациями. Первая – гидротермально-метасоматические жилы и прожилки, субсогласные сланцеватости метасоматитов, вторая – пирит-альбит-анкерит-кварцевые жилы и прожилки.

Выводы. В результате поисковых работ в пределах Джалагунского рудного поля Чаюгринского рудного узла получены материалы, обосновывающие промышленную значимость Джалагунского рудопроявления золота.

В процессе работ определены основные закономерности формирования золотого оруденения, которые соответствуют установленным ранее для БППр [4, 5] и в общем сводятся к следующему. Рудоконтролирующей структурой является зона складчато-разрывных деформаций, сформированная на позднекладчатом этапе. В её строении участвуют преимущественно вязкие разломы (зоны рассланцевания), в пределах которых в этот этап проявились рудно-подготовительные золотоносные процессы – железомagneзиальная карбонатизация (бурошпатизация) и сульфидизация (пирротин и пирит). В регионально-метаморфический этап при гранито-гнейсовом куполообразовании при активизации зон рассланцевания в *P-T*-условиях «зоны биотита» и «зоны хлорита» не только протекали метаморфические минеральные преобразования (в том числе метаморфизм синкладчатых порфиробластов бурых шпатов), но и началось формирование жильно-прожилковых зон с гранулированным кварцем. В рудный этап при новой активизации зон рассланцевания в их пределах в условиях диафтореза с ярко проявленными мусковитизацией, хлоритизацией, развитием новообразованных пирита, анкерит-

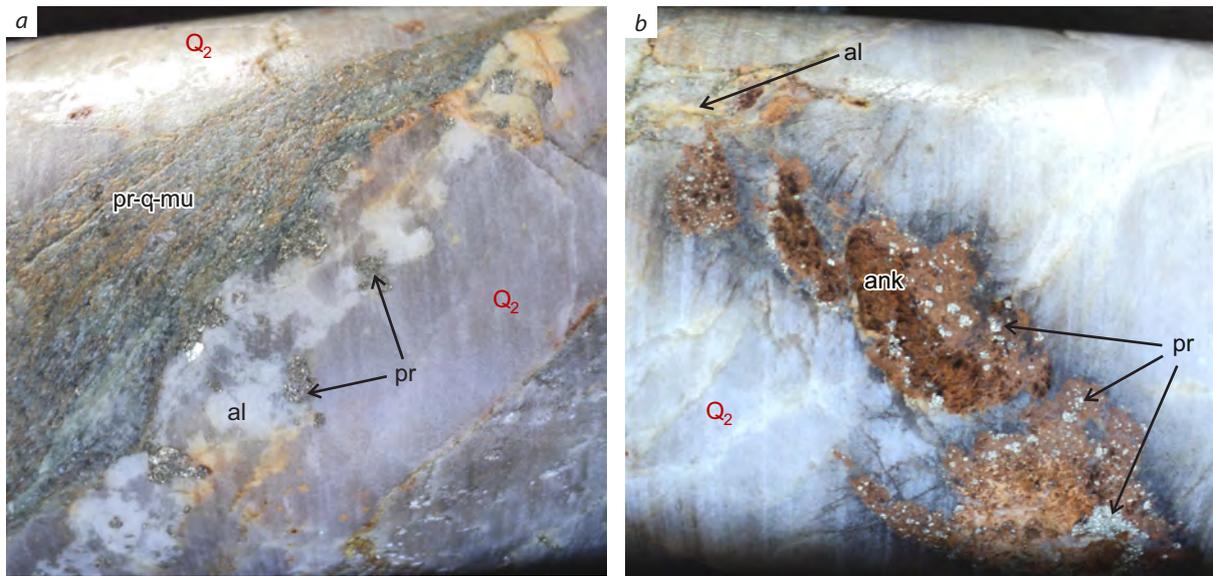


Рис. 28. Детали к рис. 27:

a – альбит(al)-кварцевый(Q) прожилок с наложенным пиритом (pr) в пирит-кварц-мусковитовых (pr-q-mu) метасоматитах (скв. 3, 50 м); *b* – гнездовое распределение пирит-анкеритовых (ank) агрегатов в альбит-кварцевых жилах (скв. 3, 43,2 м). Диаметр керна 63 мм

Fig. 28. Close-up details of Fig. 27:

a – albite(al)-quartz(Q) veinlet with superimposed pyrite (py) in pyrite-quartz-muscovite (pr-q-mu) metasomatites (Hole 3, depth 50 m); *b* – nest-like distribution of pyrite-ankerite (ank) aggregates in albite-quartz veins (Hole 3, depth 43.2 m). Drill core diameter, 63 mm

та и других низкотемпературных минералов формировались зоны жильно-прожилкового окварцевания. Диафорез связан с внедрением верхнепалеозойских гранитоидов конквудеро-мамаканского комплекса, металлогенически специализированных на золото, олово, вольфрам, висмут [2]. Золото частично поступало с сингранитными флюидами, а основная масса заимствовалась из вмещающих обогащённых золотом пород в пределах рудоконтролирующих структур при их гидротермально-метасоматической переработке и тектонической активизации. Возраст этих гранитоидов (около 320 млн лет) соответствует абсолютному возрасту золота и околорудных метасоматитов из Сухоложского и других месторождений Бодайбинского рудного района [4, 5, 8, 9, 14, 16, 17, 20, 21].

Особенности Джалагунского рудного поля и Джалагунского рудопроявления на фоне других золоторудных объектов БППр заклю-

чаются только в некоторых моментах. В этап осадконакопления в рудовмещающей толще отмечаются признаки её формирования в пришельфовой обстановке, а не в условиях континентального склона, как в Мамско-Бодайбинском синклинии. Значительным отличием разреза джалагунской свиты от такового холмхинской является наличие в его верхних частях вулканогенно-осадочных пород и вулканитов, свидетельствующих о проявлении вулканизма южнее, в Байкало-Муйской зоне. Влияние этих отличий на процесс рудообразования не ясен и требует дополнительного изучения. Важная особенность развития рудоконтролирующей структуры Джалагунского рудного поля – внедрение в гидротермально-изменённые породы минерализованной зоны в завершающий этап рудообразования после формирования жильно-прожилковой минерализации серии маломощных даек «пёстрого» состава – от диоритоидов до гранитов. Оче-



видно, что это происходило при активизации зон рассланцевания (контакты даек субсогласны рассланцовке, и слагающие их породы рассланцованы в эндоконтакте) при продолжении поступления углекислых флюидов, приводивших к их бурошпатизации (возможен вариант их обогащения железомagneзиальными карбонатами в процессе внедрения в уже бурошпатизированные породы).

Таким образом, не смотря на некоторые отличия Джалагунского рудного поля от рудных полей Мамско-Бодайбинского синклинория в характере осадконакопления, проявлениях интрузивного магматизма и гидротермально-метасоматических процессов, закономерности золотого рудообразования в его пределах аналогичны установленным для БППр в целом [4, 5, 8, 13].

Список литературы

1. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 книгах. Книга 2. – М. : Недра, 1990. – 332 с.
2. Иванов А. И., Лившиц В. И., Перевалов О. В. [и др.]. Докембрий Патомского нагорья. – М. : Недра, 1995. – 353 с.
3. Иванов А. И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. – 2004. – № 8–9. – С. 17–23.
4. Иванов А. И. Золотоносность Байкало-Патомской золоторудной провинции : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. д-ра геол.-минерал. наук / Анатолий Иннокентьевич Иванов. – М., 2010. – 52 с.
5. Иванов А. И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М. : ЦНИГРИ, 2014. – 215 с.
6. Иванов А. И., Агеев Ю. Л., Мезенцев А. В. [и др.]. Золотое оруденение в гранитоидах в Икибзякском рудном поле – новая веха в исследовании золотоносности Байкало-Патомской металлогенической провинции // Отечественная геология. – 2021. – № 2. – С. 4–18.
7. Казакевич Ю. П., Шер С. Д. [и др.]. Ленский золотоносный район. Стратиграфия, тектоника, магматизм и проявления коренной золотоносности. Т. 1. – М. : Недра, 1971. – 164 с.
8. Кузьмин М. И., Ярмолук В. В., Спиридонов А. И., Немеров В. К., Иванов А. И., Митрофанов Г. Л. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Доклады Академии наук. – 2006. – Т. 407, № 6. – С. 793–797.
9. Лаверов Н. П., Чернышев И. В., Чугаев А. В. [и др.]. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 415, № 2. – С. 236–241.
10. Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования: Смирновский сборник-99. – М. : МГУ, 1999. – С. 63–98.
11. Лидер М. Р. Седиментология. – Пер. с англ. – М. : Мир, 1986. – 440 с.
12. Лобачевский И. В., Ветров С. В. О глубинном строении северной части Байкальской горной области по данным гравиметрии и ГСЗ // Геология и геофизика. – 1976. – № 7. – С. 55–62.
13. Мигачев И. Ф., Карпенко И. А., Иванов А. И. [и др.]. Золоторудное месторождение Сухой Лог – переоценка и оценка прогноза рудного поля и района // Отечественная геология. – 2008. – № 2. – С. 55–67.
14. Неймарк Л. А., Рыцк Е. Ю., Гороховский Б. М. [и др.]. Геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение золоторудных месторождений Байкальской складчатой области // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. – М. : Наука, 1993. – С. 124–146.
15. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. – Пер. с англ. – М. : Недра, 1981. – 752 с.
16. Рундквист Д. В. Особенности геологического развития байкалид // Основные проблемы ру-

дообразования и металлогении. – М. : Наука, 1990. – С. 44–65.

17. Русинов В. Л., Русинова О. В., Кряжев С. Г. [и др.]. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50, № 1. – С. 1–46.
18. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. – М. : Недра, 1967. – 699 с.
19. Салоп Л. И. К стратиграфии и тектонике докембрия Мамско-Чуйского слюдоносного района (Северо-Байкальское нагорье) // Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и её складчатого обрамления. Труды ВСЕГЕИ, новая серия. – 1974. – Т. 199. – С. 83–143.
20. Шаров В. Н., Шмотов А. П., Коновалов И. В. Метасоматическая зональность и связь с ней

оруденения (Байкало-Патомское нагорье). – Новосибирск : Наука, 1978. – 104 с.

21. Чугаев А. В., Чернышев И. В., Будяк А. Е. [и др.]. Этапы формирования орогенных золоторудных месторождений «сухоложского» типа (Бодайбинский район, Северное Забайкалье, Россия): Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологические данные // VIII Российская конференция по изотопной геохронологии. – СПб., 2022. – С. 169–171.
22. Chugaev A. V., Budyak A. E., Larionova Yu. O., Chernyshev I. V., Travin A. V., Tarasova Yu. I., Gareev B. I., Batalin G. A., Rassokhina I. V., Oleinikova T. I. ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia) // Ore Geology Reviews. – 2022. – 144. 104855.

References

1. Zonenshain L. P., Kuz'min M. I., Natapov L. M. Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR: v 2 knigakh. Kniga 2 [Tectonics of lithospheric plates of the USSR territory: in 2 books. Book 2], Moscow, Nedra Publ., 1990, 332 p.
2. Ivanov A. I., Livshits V. I., Perevalov O. V. [et al.]. Dokembrii Patomskogo nagor'ya [Precambrian of the Patom Upland], Moscow, Nedra Publ., 1995, 353 p.
3. Ivanov A. I. Zakonomernosti formirovaniya zolotorudnykh mestorozhdenii Bodaibinskogo rudnogo raiona i novye aspekty ikh poiskov [Regularities of the formation of gold deposits of the Bodaibinsky ore district and new aspects of their prospecting], *Razvedka i okhrana nedr [Prospect and protection of mineral resources]*, 2004, No 8–9, pp. 17–23. (In Russ.).
4. Ivanov A. I. Zolotonosnost' Baikalo-Patomskoi zolotorudnoi provintsii [Gold content of the Baikalo-Patom gold province: Extended abstract of Doctor's thesis], Moscow, 2010, 52 p.
5. Ivanov A. I. Zoloto Baikalo-Patoma (geologiya, orudnenie, perspektivy) [Gold of Baikalo-Patom (geology, mineralization, prospects)], Moscow, TsNIGRI Publ., 2014, 215 p.
6. Ivanov A. I., Ageev Yu. L., Mezentshev A. V. [et al.]. Zolotoe orudnenie v granitoidakh v Ikibzyakskom rudnom pole – novaya vekha v issledovanii zolotonosnosti Baikalo-Patomskoi metallogenicheskoi provintsii [Gold mineralization in granitoids in the Ikibzyak ore field is a new milestone in the study of the gold content of the Baikalo-Patom metallogenetic province], *Otechestvennaya geologiya [National Geology]*, 2021, No 2, pp. 4–18. (In Russ.).
7. Kazakevich Yu. P., Sher S. D. [et al.]. Lenskii zolotonosnyi raion. Stratigrafiya, tektonika, magmatizm i proyavleniya korennoi zolotonosnosti. T. 1 [Lensky gold-bearing district. Stratigraphy, tectonics, magmatism and manifestations of indigenous gold bearing. Vol. 1], Moscow, Nedra Publ., 1971, 164 p.
8. Kuz'min M. I., Yarmolyuk V. V., Spiridonov A. I., Nemerov V. K., Ivanov A. I., Mitrofanov G. L. Geodinamicheskie usloviya formirovaniya zolotorudnykh mestorozhdenii Bodaibinskogo neoproterozoiskogo progiba [Geodynamic conditions for the formation of gold deposits of the Bodayba Neoproterozoic trough], *Doklady Akademii nauk [Reports of the Academy of Sciences]*, 2006, V. 407, No 6, pp. 793–797. (In Russ.).
9. Laverov N. P., Chernyshev I. V., Chugaev A. V. [et al.]. Etapy formirovaniya krupnomasshtabnoi blagorodnometall'noi mineralizatsii mestorozhdeniya Sukhoi Log (Vostochnaya Sibir'): rezul'taty izoto-



- pno-geokhronologicheskogo izucheniya [Stages of formation of large-scale noble metal mineralization of the Sukhoi Log deposit (Eastern Siberia): results of isotope-geochronological study], *Doklady Akademii nauk [Reports of the Academy of Sciences]*, 2007, V. 415, No 2, pp. 236–241. (In Russ.).
10. Letnikov F. A. Flyuidnye fatsii kontinental'noi litosfery i problemy rudoobrazovaniya: Smirnovskii sbornik-99 [Fluid facies of the continental lithosphere and problems of ore formation: Smirnov Collection-99], Moscow, MGU Publ., 1999, pp. 63–98. (In Russ.).
 11. Lider M. R. Sedimentologiya [Sedimentology], Moscow, Mir Publ., 1986, 440 p.
 12. Lobachevskii I. V., Vetrov S. V. O glubinnom stroenii severnoi chasti Baikalskoi gornoj oblasti po dannym gravimetrii i GSZ [On the deep structure of the northern part of the Baikal mountain region according to gravimetry and GSS data], *Geologiya i geofizika [Russian Geology and Geophysics]*, 1976, No 7, pp. 55–62. (In Russ.).
 13. Migachev I. F., Karpenko I. A., Ivanov A. I. [et al.]. Zolotorudnoe mestorozhdenie Sukhoi Log – pereotsenka i otsenka prognoza rudnogo polya i raiona [Sukhoi Log gold deposit – revaluation and evaluation of the forecast of the ore field and the district], *Otechestvennaya geologiya [National Geology]*, 2008, No 2, pp. 55–67. (In Russ.).
 14. Neimark L. A., Rytsk E. Yu., Gorokhovskii B. M. [et al.]. Geokhronologicheskoe i izotopno-geokhimi cheskoe izuchenie zolotorudnykh mestorozhdenii Baikalskoi skladchatoi oblasti [Geochronological and isotope-geochemical study of gold deposits of the Baikal folded region], *Izotopnoe datirovanie endogennykh rudnykh formatsii [Isotopic dating of endogenous ore formations]*, Moscow, Nauka Publ., 1993, pp. 124–146.
 15. Pettidzhon F. Dzh. Osadochnye porody [Sedimentary rocks], Moscow, Nedra Publ., 1981, 752 p.
 16. Rundkvist D. V. Osobennosti geologicheskogo razvitiya baikalid [Features of geological development of Baikal rocks], *Osnovnye problemy rudoobrazovaniya i metallogenii [Main problems of ore formation and metallogeny]*, Moscow, Nauka Publ., 1990, pp. 44–65.
 17. Rusinov V. L., Rusinova O. V., Kryazhev S. G. [et al.]. Okolorudnyi metasomatizm terrigennykh uglerodistykh porod v Lenskom zolotorudnom raione [Near-ore metasomatism of terrigenous carbonaceous rocks in the Lena gold ore region], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of Ore Deposits]*, 2008, V. 50, No 1, pp. № 46. (In Russ.).
 18. Salop L. I. Geologiya Baikalskoi gornoj oblasti. T. 2. Magmatizm, tektonika, istoriya geologicheskogo razvitiya [Geology of the Baikal mountain region. Vol. 2. Magmatism, tectonics, history of geological development], Moscow, Nedra Publ., 1967, 699 p.
 19. Salop L. I. K stratigrafii i tektonike dokembriya Mamsko-Chuiskogo slyudonosnogo raiona (Severo-Baikalskoe nagor'e) [To the stratigraphy and tectonics of the precambrian of the Mamsko-Chuysky mica-bearing region (North Baikal Highlands)], *Problemy geologii dokembriya Sibirskoi platformy i ee skladchatogo obramleniya. Trudy VSEGEI, novaya seriya [Problems of geology of the precambrian of the Siberian platform and its folded framing. The works of VSEGEI, a new series]*, 1974, V. 199, pp. 83–143. (In Russ.).
 20. Sharov V. N., Shmotov A. P., Konovalov I. V. Metasomaticheskaya zonal'nost' i svyaz' s nei orudneniya (Baikalo-Patomskoe nagor'e) [Metasomatic zonality and the connection of mineralization with it (Baikal-Patom upland)], Novosibirsk, Nauka Publ., 1978. – 104 p.
 21. Chugaev A. V., Chernyshev I. V., Budyak A. E. [et al.]. Etapy formirovaniya orogennykh zolotorudnykh mestorozhdenii “sukholozhskogo” tipa (Bodaibinskii raion, Severnoe Zabaikal'e, Rossiya): Rb-Sr i ^{40}Ar - ^{39}Ar geokhronologicheskie dannye [Stages of formation of orogenic gold deposits of the “Sukholozhsky” type (Bodaybinsky district, Northern Transbaikalia, Russia): Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronological data], *VIII Rossiiskaya konferentsiya po izotopnoi geokhronologii [VIII Russian Conference on Isotope Geochronology]*, Saint Petersburg, 2022, pp. 169–171.
 22. Chugaev A. V., Budyak A. E., Larionova Yu. O., Chernyshev I. V., Travin A. V., Tarasova Yu. I., Gareev B. I., Batalin G. A., Rassokhina I. V., Oleinikova T. I. ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia), *Ore Geology Reviews*, 2022, 144. 104855.



Авторы

Иванов Анатолий Иннокентьевич

доктор геолого-минералогических наук
научный руководитель ¹
a.ivanov@tsnigri.ru

Агеев Юрий Леонидович

заместитель генерального директора ²
ageev@sibgk.ru

Конкин Виктор Дмитриевич

доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник ¹
konkin@tsnigri.ru

Мигачёв Игорь Фёдорович

доктор геолого-минералогических наук
главный научный сотрудник ¹
migatcev@tsnigri.ru

Донец Александр Иванович

доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник ¹
donets@tsnigri.ru

¹ ФГБУ «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов», г. Москва, Россия

² ООО «Сибирская геологическая компания», г. Иркутск, Россия

Authors

Anatoly I. Ivanov

Doctor of Geology and Mineralogy
Scientific Director ¹
a.ivanov@tsnigri.ru

Yuri A. Ageev

Deputy General Director ²
ageev@sibgk.ru

Viktor D. Konkin

Doctor of Geology and Mineralogy
Leading Researcher ¹
konkin@tsnigri.ru

Igor F. Migachev

Doctor of Geology and Mineralogy
Chief Researcher ¹
migatcev@tsnigri.ru

Alexander I. Donets

Doctor of Geology and Mineralogy
Leading Researcher ¹
donets@tsnigri.ru

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

² ООО "Sibirskaya Geologicheskaya Kompaniya", Irkutsk, Russia

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ,
ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411:553.048 (575.1)

Причины неподтверждения разведанных запасов на золоторудном месторождении Чармитан

Reasons for non-confirmation of explored reserves at the Charmitan gold deposit

Охунов А. Х., [Зималина В. Я.](#),
Рахромова Н. Б., Мухаммедов Ж. Э.

Okhunov A. Kh., [Zimalina V. Ya.](#),
Rakhmonova N. B., Mukhammedov Zh. E.

Ошибки, возникающие в процессе разведки месторождений, могут быть разделены на две группы: погрешности определения тех или иных количественных характеристик оруденения (средняя мощность, содержания, плотность) и ошибки выявления условий залегания, формы и строения рудных скоплений.

В статье рассматриваются причины неподтверждения разведанных запасов по отдельным блокам рудных тел золоторудного месторождения Чармитан. Сравняются подсчётные параметры и запасы руды и металла в контурах утверждённых запасов по четырём рудным телам с неподтвердившимися запасами. Изучаются основные расхождения в запасах руды и металла, неподтверждения мощностей тел и содержания золота, а также комплекс факторов: густота разведочной сети, статистическая и пространственная изменчивость полезных компонентов.

Ключевые слова: подтверждаемость, мощность, рудные тела, подсчётные блоки, морфология золота, содержание, параметры, месторождения, разведочная система, ГКЗ, утверждённые, подэтажные штреки.

Errors arising in the exploration of ore deposits can be divided into two groups: errors in determining specific quantitative characteristics of mineralization (average thickness, grade, density) and errors in identifying the conditions of occurrence, shape and structure of ore clusters.

This article discusses the reasons for the non-confirmation of explored reserves for individual blocks of ore bodies of the Charmitan gold deposit. The calculated parameters and ore and metal reserves are compared in the framework of proven reserves for four ore bodies with unconfirmed reserves. The main discrepancies in ore and metal reserves, non-confirmation of body thicknesses and gold grades, as well as a complex of factors are considered: the density of the exploration network, and statistical and spatial variability of useful components.

Keywords: confirmation, thickness, ore bodies, countable blocks, gold morphology, grade, parameters, deposits, exploration system, GKZ, approved, sublevel drifts.

Для цитирования: Охунов А. Х., [Зималина В. Я.](#), Рахромова Н. Б., Мухаммедов Ж. Э. Причины неподтверждения разведанных запасов на золоторудном месторождении Чармитан. Руды и металлы. 2022. № 3. С. 45–56. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10016.

For citation: Okhunov A. Kh., [Zimalina V. Ya.](#), Rakhmonova N. B., Mukhammedov Zh. E. Reasons for non-confirmation of explored reserves at the Charmitan gold deposit, 2022, № 3, pp. 45–56. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10016.



В ранее опубликованной статье [2] авторами сообщалось о высокой достоверности разведки на золоторудном месторождении Чармитан (Кошрабадский район, Узбекистан) в отработанных двух крупных рудных телах (№ 1 и № 8). Месторождение относится к жильному геолого-промышленному типу, золото кварцевому рудно-формационному [2]. Отмечалось, что в целом по рудным телам расхождение между подсчётными и утверждёнными ГКЗ запасами со знаком плюс, т. е. запасов золота добыто больше, чем было подсчитано и утверждено. По морфологии данные рудные тела представляют собой жилы сложной формы с расщеплениями, раздувами, пережимами и др.

Особенностями рудных жил в граносиенитах являются невысокие концентрации сульфидов и повышенная роль шеелита. По падению кварцевые жилы переходят в линейные штокверки мощностью до десятков метров, образуя единые штокверково-жильные системы. Локализация таких тел носит многоярусный характер. Скопления штокверково-жильных пород приурочены к отдельным звеньям флексуорообразных перегибов в минерализованной зоне по падению. С удалением от контакта интрузива на восток до 3 км оруденение локализуется в морфологически сложных коротких кварцевых жилах, сопровождающихся концентрацией прожилков [4].

Промышленные рудные тела месторождения, представленные жилами, имеют среднюю длину по простиранию 1200 м, мощность 1–3 м, протяжённость промышленных участков тел от 20 до 450 м, мощность 0,56–3,7 м. Отдельные рудные тела прослеживаются до глубины 1050 м. Они размещаются параллельно относительно друг друга, иногда кулисообразно, часто ветвятся и соединяются друг с другом, круто (70–80°) падают на север и северо-восток. В пределах месторождения изучено и разведано около 50 рудных тел, сгруппированных в четыре пространственно сближенные системы. Это (с севера на юг) рудные тела 6, 8; 1, 11, 17, 13; 3, 5, 14; 7, 22, 23, 27, 15. Рудные тела, приуроченные к экзоконтакту интрузива, обладают большей мощностью, чем находящиеся в эндоконтактовой части зоны. Рудные тела тяготеют к сколовым разрывам западно-северо-

ро-западного простирания с крутым северным падением.

В настоящей работе рассматривается система рудных тел 1а, 1б, 5, 11, 14, 14а, 14б.

Рудное тело 1а – одно из рядовых, оперяет тело 1 со стороны лежачего бока, располагаясь от него на расстоянии 15–25 м. Наибольшую протяжённость имеет на горизонте 840 м – около 600 м, на глубину прослежено до 700 м. Кварцевая жила обычно сопровождается маломощной (до 0,1–0,2 м) оторочкой полевошпатовых метасоматитов, затушёванных нередко процессами более поздней слабо выраженной березитизации. В плоскости рудного тела, в западной его части, обычно проявлена одноосевая новейшая тектоника, усугубляющая неравномерность параметров оруденения. Участки с повышенной мощностью или содержанием золота разобщены, имеют неправильную или близкую к изометрической форму и линейные размеры, превышающие первые десятки метров.

Рудное тело 11 – одно из ведущих рудных тел месторождения. Его граница на востоке – Промежуточный разлом, на западе – естественное выклинивание: при переходе структуры в интрузив протяжённость тела 450–550 м, на глубину прослежено до 650–750 м. На верхних горизонтах почти сразу выклинивается в интрузивных породах, на нижних – до 1/3 тела приходится на интрузив, где оно аналогично любому ординарному жильному телу месторождения. Морфология и внутреннее строение рудного тела 11 в экзоконтакте более своеобразно. Вместо одной появляется система маломощных стержневых жил, «обрастающих» субпараллельными, взаимно переходящими друг в друга и выклинивающимися прожилками.

Стержнем данной системы служит *рудное тело 14*, которое, расщепляясь на верхних горизонтах на тела 14 и 14а, образовало рудные тела 3 и 5 – их смещённые части. Своеобразна зональность системы. На верхних горизонтах (поверхность, горизонт 904 м – штольня 1) рудное тело 3 представлено главным образом маломощной убогосульфидной жилой с высокими содержаниями золота (золота-висмутеллуридная стадия). *Рудное тело 5* – относительно мощная (до 1,5 м) кварцевая (с карбонатом) жила с резко преобладающим развити-



ем пирит-арсенопиритовой стадии минерализации, что сказывается на невысоких содержаниях золота (золото-висмут-теллуридная стадия).

По-разному ведут себя рудные тела 3, 5, 12 и на глубину. На глубине около 250 м рудное тело 5 выклинивается, не потеряв своих минералогических особенностей. Наибольшим вертикальным размахом (более 300 м) отличается рудное тело 3, при этом контур промышленного оруденения склоняется с глубиной в сторону сопряжения тела с оперяющим разломом. В этом же направлении ориентирован и вектор минералогической и геохимической изменчивости. Уже на горизонтах 840 и 720 м в рудах широко представлена пирит-арсенопиритовая стадия минерализации, а с горизонта 720 (восточный фланг) и глубже в заметных количествах фиксируется золото-полисульфидная стадия минерализации: растут абсолютные содержания серебра, падают золото-серебряные отношения, ухудшаются технологические свойства руд. Последнее послужило основанием для отнесения части руд глубоких горизонтов к переходному технологическому типу, оконтуриваемому по более жёстким условиям золото-серебряных руд.

Структурная позиция рудных тел 3, 5, 14 объясняется приуроченностью их к контактам мощной апофизы граносиенитов в сланцевую толщу, тем, что на границе двух сред существовали более благоприятные условия для развития рудовмещающих трещин.

Рудное тело 14, располагаясь между двумя крупными секущими разломами, распространяется на глубину, значительно превышающую его протяжённость. Будучи слившейся частью рудных тел 3 и 5, оно заметно превосходит их по мощности, при этом мощность самой кварцевой жилы иногда составляет несколько метров. Максимум мощности тяготеет к горизонту 720 м, а ось повышенных мощностей – к Промежуточному разлому. В плоскости рудного тела проявлена малоамплитудная разрывная тектоника, которой и объясняется наличие отдельных «проколов» или локальных раздувов мощности. Повышенные содержания золота приурочены к небольшим относительно изометрическим участкам рудного тела, тяготею-

щим к тому или иному пограничному разлому. Повышенные содержания серебра (изолинии более низких золото-серебряных отношений) фиксируются главным образом в экзоконтактовой части рудного тела, ниже горизонта 840 м. Это вполне согласуется с минералогическими особенностями: если на горизонте 840 м всецело доминируют 1-я и 2-я стадии минерализации, то на горизонте 720 м и ниже в сульфидных отчётливо проявляется золото-полисульфидная стадия, составляющая от 10 до 30 % всех сульфидов, что предопределяет отнесение данной части руд к переходному технологическому типу и подтверждается рациональными анализами геолого-технологических проб.

Промышленные рудные тела по морфологии подразделяются на три типа: жильные (резко преобладают в количественном отношении); линейные минерализованные зоны, линейные штокверки; плитообразные минерализованные залежи. Жилы и жильные зоны в граносиенитах по простиранию и падению отличает выдержанность параметров.

Основные рудные тела месторождения Чармитан относятся к третьей группе. Согласно «Инструкции по применению классификации запасов к золоторудным месторождениям» рекомендуемая разведочная сеть для этой группы составляет по простиранию 60–80 м, по падению 40–60 м.

На месторождении применена горно-буровая система разведки. При выборе горизонтов горных работ учитывалась необходимость достижения: обеспечения достоверности оценки непрерывности рудных тел по простиранию и падению; ускорения и удешевления разведки рудных тел на значительную глубину скважинами за счёт проходки опорных горных горизонтов.

Месторождение разведывалось в три этапа, каждый из которых заканчивался представлением запасов на утверждение в ГКЗ. В первый этап горными работами были пройдены два верхних горизонта: на отметках +902 м (20–40 м от поверхности) и +840 м. Ниже этих отметок рудные тела бурились скважинами на 80–100 м.

На первом этапе выяснилось, что большинство рудных тел устойчивы и выдержаны по

Табл. 1. Расхождения подсчётных параметров и запасов

Table 1. Discrepancies between calculated parameters and reserves

Номера блоков	Разведка				Эксплуатация		
	Мощность, м	Содержание Au, усл. ед.	Руда, усл. ед.	Металл, усл. ед.	Число сечений	Густота сети	Площадь, м ²
1-14-C1	2	13,6	16 162	219,8	48	8 × 8	3108
1-27-C1	1,72	20,8	16 515	343,5	35	10 × 10	3623
1-29-C1	1,48	32,9	17 151	564,3	31	11 × 11	4373
1-32-C1	1,97	16,7	81 660	1363,7	164	9 × 9	15 642
1-39-C1	1,28	22,6	32 176	727,2	117	8 × 8	9310
1-40-C1	1,78	13,5	140 940	1902,7	374	8 × 8	29 326
1-41-C1	2,06	15,8	24 327	384,4	45	9 × 9	4374
1-43-C1	3,38	8,8	17 704	155,8	22	9 × 9	1940
1-49-C1	3,13	14	66 358	929	60	11 × 11	7852
1-50-C1	1,77	11	90 734	998,1	194	98 × 98	18 986
1-51-C1	1	10,1	6980	70,5	32	9 × 9	2585
1a-15-C1	1,09	9,6	23 514	225,7	73	10 × 10	7990
1a-20-C1	2,4	19,8	32 867	650,8	55	9 × 9	5072
5-4-C1	2,53	6,9	15 051	103,9	21	10 × 10	2288
11-8-C1	3,36	10,7	286 748	3068,2	384	9 × 9	31 608
11-9-C1	4,22	6,7	43 959	294,5	45	9 × 9	3858
11-11-C1	0,76	12,4	5786	71,7	19	12 × 12	2820
14-4-C1	4,42	10,4	105 473	1096,9	106	9 × 9	8838

простирацию и падению. Поэтому на втором этапе разведки горизонт горных работ был заложен в качестве опорного на отметке +720 м, т. е. на 120 м ниже предыдущего. Выше и ниже этого горизонта разведка осуществлялась только скважинами. На третьем этапе, получив подтверждение выдержанности рудных тел, новый опорный горизонт был заложен также через 120 м, на отметке +600 м, с разведкой промышленных категорий скважинами уже на глубину 180–240 м от этого горизонта, что на устойчивых рудных телах вполне обоснованно.

Запасы подсчитывались методом геологических блоков на продольных вертикальных проекциях рудных тел. Объём блоков определялся как произведение площади блока на его высоту. Оконтуривание рудных тел по мощности производилось на планах опробования масштаба 1 : 200, геологических разрезах масштаба 1 : 500. Оконтуривание рудных тел в их проекциях на вертикальную плоскость выпол-

нялось в масштабе 1 : 500. К запасам руд категории C₁ отнесены участки рудных тел, разведанные по сети горных выработок (10–20) × 60 м. Запасы кат. C₁ подвешивались также к горизонтам горных работ при наличии единичных сечений, колонковых скважин, подтверждающих промышленное оруденение на величину экстраполяции. Блокировка запасов с учётом крутого залегания рудных тел осуществлялась в проекциях на вертикальную плоскость.

Средние содержания золота в рудных телах в сечениях и блоках устанавливались способом средневзвешенного: в сечениях содержания умножались на длину пробы, по горизонтам – на мощность рудного интервала. Средние мощности рудных тел определялись как среднеарифметические.

Учитывая крепость и устойчивость руды и вмещающих пород, угол падения и выемочную мощность рудного тела, горно-геологические условия, запасы рудных тел отрабатыва-



в блоках по данным разведки и эксплуатации

in blocks according to exploration and exploitation data

Эксплуатация				Расхождения, %			
Мощность, м	Содержание Au, усл. ед.	Руда, усл. ед.	Металл, усл. ед.	Мощность	Содержание Au, усл. ед.	Руда	Металл
1,71	9,77	13 818	135	-14,5	-28,2	-14,5	-38,58
1,96	9,96	18 818	187,43	14	-52,1	13,9	-45,44
1,95	13,8	22 597	311,85	31,8	-58,1	31,8	-44,74
3,16	10,1	130 986	1322,9	60,4	-39,5	60,4	-2,99
1,25	13,1	31 421	411,62	-2,3	-42	-2,3	-43,4
1,27	9,59	100 559	964,4	-28,7	-29	-28,7	-49,32
1,8	9,8	21 258	208,32	-12,6	-38	-12,6	-45,81
2,18	8,13	11 419	92,84	-35,5	-7,6	-35,5	-40,41
1,75	13,5	37 100	500,86	-44,1	-3,6	-44,1	-46,09
1,13	9,23	579,26	534,66	-36,2	-16,1	-36,2	-46,43
0,59	5,96	4117,9	24,54	-41	-41	-41	-65,19
0,65	7,7	14 022	108,11	-27,52	-11,7	-27,52	-35,97
1,78	8,5	24 376	207,2	-25,83	-57,1	-25,83	-68,16
1,65	6,8	9816	66,75	-34,78	-1,4	-34,78	-35,76
1,76	10,2	150 201	1532,1	-47,62	-4,67	-47,62	-50,07
1,8	6,8	18 750	127,5	-57,35	1,49	-57,35	-56,71
0,57	9,9	4340	42,97	-25	-20,16	-25	-40,08
3,07	8,86	73 258	649,1	-30,54	-14,81	-30,54	-40,83

лись системой разработки поэтажных штреков мелкошпуровой отбойкой.

Направление проведения и сечения горизонтальных выработок задаются геолого-маркшейдерской службой. Подэтажные штреки проводились с применением буровзрывных работ.

Нами сопоставлялись данные разведки и эксплуатации, полученные на месторождении Чармитан по рудным телам 1а, 1б, 5, 8, 11, 14, 14а, 14б, представляющим собой жилы сложной формы с расщеплениями, раздувами, переживаниями и др. Результаты сопоставления запасов по подсчётным блокам в этих рудных телах показали в целом их высокую сходимость. Однако по ряду блоков в рудных телах 1, 1а, 5, 11, 14, 14а отмечается неподтверждение разведанных запасов в сравнении с фактически отработанными (табл. 1).

В табл. 1 сравниваются подсчётные параметры и запасы руды и металла в контурах утверждённых запасов по четырём рудным телам

с неподтвердившимися запасами. Основные расхождения в запасах руды и металла происходят из-за неподтверждения мощностей и содержаний золота. Расхождения по мощностям колеблются в пределах от -2,3 до -57,35 %, содержаний от -3,6 до -57,1 %.

Ниже рассмотрено влияние систем разведки на оценку морфологии тел. Группа буровых систем, являясь самой универсальной и экономичной, обеспечивает получение достаточно полной и представительной разведочной информации на месторождениях, имеющих значительные размеры тел полезных ископаемых с выдержанной морфологией и невысокой степенью дискретности оруденения. Буровые скважины пересекают рудные тела преимущественно по направлению их мощности, т. е. вкост простирания. Наблюдения за изменчивостью параметров рудных залежей по простиранию и падению осуществляются дискретно (точечно) по системам скважин, расположенных в ли-

нию с увязкой данных смежных скважин методом интерполяции. В каждой из этих систем могут выделяться подсистемы, зависящие от типа буровых установок, геологических особенностей месторождения и условий залегания тел полезных ископаемых.

Группа горных систем даёт возможность получить полную и более достоверную информацию об изменчивости геологических свойств разведываемых месторождений, даже несмотря на сложность их геологического строения, невыдержанную форму и прерывистость рудных тел, а также крайне неравномерное распределение полезных компонентов. К этой группе относятся системы канав, шурфов, штолен, разведочных шахт. Каждая из систем имеет свои разновидности. Группа горно-буровых систем характеризуется применением в различных сочетаниях горных выработок и буровых скважин. Их соотношение зависит от геоморфологии района, сложности геологического строения месторождения и изменчивости свойств полезного ископаемого.

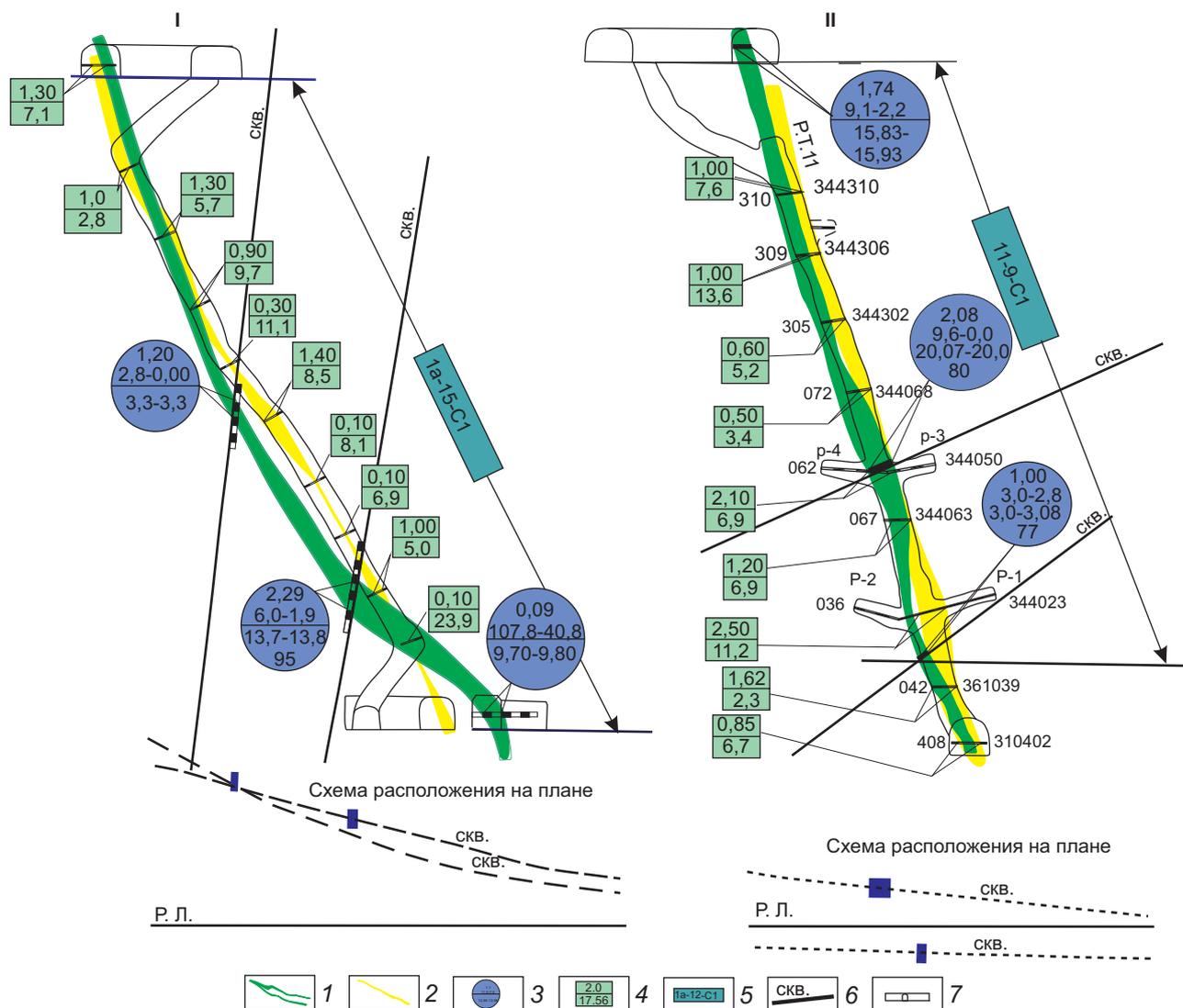
Факторы, влияющие на выбор систем разведки, подразделяются на геологические, горно-технологические и географо-экономические. Определяющими из них являются геологические факторы, характеризующие структурно-морфологические особенности месторождения и слагающих его тел полезных ископаемых, их форму, размеры, строение, вещественный состав, характер и степень его изменчивости. Горно-технологические факторы обуславливают способы вскрытия и технологию разработки месторождения исходя из горно-геологических свойств полезного ископаемого и вмещающих пород. При подготовке месторождения к подземной разработке высокопроизводительными системами, а также способами подземного выщелачивания предпочтение отдаётся разведке системами буровых скважин. Аналогично решается вопрос с выбором разведочных систем, когда речь идет о месторождениях с высокой обводнённостью или большой мощностью рыхлых отложений, перекрывающих рудопродуктивные залежи. И, наоборот, повышенная трещиноватость и раздробленность рудовмещающих толщ являются препятствием для приме-

нения колонкового бурения в связи с недостаточным выходом керна.

Нами проанализировано влияние морфологии рудных тел на достоверную оценку мощностей, а следовательно, запасов. Одни из главных геологических факторов – морфология рудных тел, степень неравномерности их распределения в рудоконтролирующей структуре, т. е. внутреннее строение рудного тела. Из методических факторов на достоверную оценку запасов оказывают влияние густота и форма разведочной сети, метод определения подсчётных параметров – вычисление средних значений мощностей и содержаний полезных компонентов. Из технических факторов на достоверную оценку запасов влияют метод взятия проб, анализ проб, их представительность, искривление скважин и горных выработок и др.

На рисунке приведены фактические данные по морфологии двух рудных тел по результатам разведки и эксплуатации. Данные разведки заимствованы из подсчёта запасов 1985 г., данные эксплуатации – из документации паспортов эксплуатационных блоков Зармитанского рудника. Из рисунка видно, что морфология рудных тел при разработке оказалась значительно сложнее, чем она отрисована при разведке. Это естественно: применённая разведочная сеть (40 × 40 м) не могла охватить все изменения рудного тела между разведочными сечениями. При анализе выявлено три вида погрешностей: погрешность оконтуривания, т. е. завышение и занижение мощностей и объёмов в сравнении с истинными; искажение формы рудного тела, выражающееся в упрощении его контуров (приконтурные искажения); пространственное смещение. Причина заключается в том, что количество разведочных выработок обычно недостаточно для того, чтобы зафиксировать все детали формы и точно установить границы рудного тела.

Материалы эксплуатационной разведки неизмеримо обширнее и детальнее разведочных. Нами рассмотрены только те разрезы, где отклонения в мощностях значительные, со знаком минус, хотя в практике разработки встречаются (довольно часто) расхождения мощностей со знаком плюс. Объясняется это тем, что



Морфология рудных тел I, II по данным разведки и эксплуатации:

I – морфология по данным разведки; 2 – морфология по данным эксплуатации; 3 – разведочные сечения по данным разведки; 4 – эксплуатационные сечения по данным эксплуатации; 5 – подсчётные блоки; 6 – колонковые скважины; 7 – горные выработки

Morphology of the ore body I, II according to exploration and exploitation data:

I – morphology according to exploration data; 2 – morphology according to exploitation data; 3 – exploration sections according to exploration data; 4 – operational sections according to the exploitation data; 5 – counted blocks; 6 – core wells; 7 – mine workings

жилы месторождения Чармитан не прямолинейные на глубину, а имеют выпуклые и вогнутые участки (границы). Соответственно, это отражается на морфологии рудных тел, которая влияет на мощность и запасы руды и металла [3].

На неподтверждение запасов золота значительно влияет также содержание металла в руде. В работе В. В. Богацкого [1] помещена таблица по мировым золоторудным рудникам, где содержание золота в недрах превышает его количество при извлечении и в хвостах. Пре-



вышение иногда составляет 20–30 %, поэтому при эксплуатации оно в некоторых случаях заведомо учитывается. В нашей стране требуется 100 %-ная сходимости содержаний и запасов. В. В. Богацкий приводит методику расчёта возможного завышения содержания при разведке [1]. Нами она использована для расчёта возможных завышений содержания на примере рудного тела 1.

Коротко объяснить эти завышения можно следующим. Как известно, распределение содержаний золота чаще всего подчиняется логнормальному закону. Среднее значение содержания золота, рассчитанное при логнормальном законе распределения, значительно ниже, чем при нормальном. Поскольку при подсчёте классическим методом расчёт среднего значения производится среднеарифметическим, соответствующим нормальному закону, а не среднегеометрическим способом, соответствующим логнормальному распределению, происходит завышение содержаний золота.

В рамках изучения этой проблемы рассчитаны статистические характеристики параметров оруденения (мощностей, содержаний и метров программ золота). В табл. 2 приведены статистические характеристики параметров золотого оруденения, показывающие изменчивость содержаний золота внутри рудных тел на этапе эксплуатации. Коэффициенты вариации содержаний золота и другие параметры изменяются в широких пределах. По коэффициентам вариации (в Узбекистане этот показатель введён в определение группы сложности для разведки в Классификацию запасов, 1999 г.) месторождение Чармитан относится к третьей группе сложности. Кроме характеристик изменчивости, рассчитаны коэффициенты неравномерности НР (табл. 3), отражающие отношение максимального значения параметра в выборке к среднему: $НР = P_{\max} / P$.

В табл. 3 по 13 подсчётным блокам приводятся показатели неравномерности по мощностям и содержаниям золота на этапах разведки и эксплуатации. Как видно из таблицы, по мощностям эти показатели меньше, чем по содержаниям; кроме того, значения этого показателя выше на этапе эксплуатации.

Таким образом, при такой неравномерности распределения золота внутри рудных тел чрезвычайно трудно оценить среднее содержание, что отражается на достоверности запасов. Следует остановиться ещё и на влиянии густоты разведочной сети на этапе эксплуатации. В табл. 1 приводятся значения густоты сети в подсчётных блоках с неподтвердившимися запасами. Как видно из таблицы, густота сети при эксплуатационной разведке не влияет на достоверность запасов. Это отмечалось нами ранее [2] по рудным телам № 1 и № 8.

Итак, на основании проведённых исследований можно сделать следующие выводы.

1. Одной из главных причин неподтверждения запасов на месторождении Чармитан является изменение представлений о геологических особенностях изучаемых рудных тел. Как известно, на этапе разведки рудные тела месторождения рисовались как системы небольших размеров кварцевых жил. Эксплуационными работами была установлена золотоносность вмещающих пород, заключающих многочисленные разноориентированные кварцевые прожилки, вкрапленную и прожилковую сульфидную минерализацию. Представления о рудных телах на этапе разведки как о простых жилах на этапе эксплуатации значительно изменились в сторону их усложнения.

Изменение взглядов на распределение золотого оруденения вызвано, помимо геологических причин, ещё и техническими факторами. При детальной разведке под разведочным сечением понимается среднее по мощности и содержанию из двух линий опробования. Такой подход даёт более упрощённые представления, поскольку данные опробования по разным стенкам могут сильно отличаться как по содержанию (от богатых до бедных), так и по мощности.

Внутреннее строение рудных тел, обуславливающее изменчивость геологоразведочных параметров на стадии разведки, не изучалось. Как показали исследования, изменчивость оруденения на стадии эксплоразведки оказывается гораздо сложнее, чем на стадии разведки (коэффициент вариации содержаний на стадии разведки составляет 122 %, эксплоразведки –

**Табл. 2. Статистические характеристики изменчивости параметров рудных тел**

Table 2. Statistical characteristics of the variability of the parameters of ore bodies

Параметры	Число данных	Колебания значений		Среднее значение	Стандарт	Коэффициент вариации, %	Экссесс	Асимметрия	Закон распределения
		min	max						
В целом по месторождению									
Мощность, м	3224	0,03	68	2,34	3,74	159,88	59,44	6,15	Логнормальный
Содержание Au, г/т		0	147,1	11,22	13,84	123,31	23,06	4,02	
Метрограмм Au		0	516,8	19,44	30,34	156,09	67,58	6,37	
По рудным телам									
<i>Рудное тело 1</i>									
Мощность, м	683	0,05	9,52	1,73	1,66	96,17	5,26	2,27	Логнормальный
Содержание Au, г/т		0,20	137,60	12,92	15,08	116,74	21,75	3,95	
Метрограмм Au		0,04	123,25	17,08	16,73	97,98	4,62	1,91	
<i>Рудное тело 1а</i>									
Мощность, м	436	0,05	15,00	1,52	1,29	85,17	32,63	4,35	Логнормальный
Содержание Au, г/т		0,20	112,00	11,76	13,93	118,45	15,70	3,42	
Метрограмм Au		0,09	108,30	14,81	15,32	103,43	5,68	2,15	
<i>Рудное тело 1б</i>									
Мощность, м	141	0,10	7,00	1,25	1,11	89,27	6,77	2,32	Логнормальный
Содержание Au, г/т		0,60	124,70	11,98	16,78	140,07	22,10	4,20	
Метрограмм Au		0,45	311,75	13,20	27,91	211,50	94,72	8,97	
<i>Рудное тело 5</i>									
Мощность, м	187	0,08	11,70	1,44	1,26	87,12	24,42	3,85	Логнормальный
Содержание Au, г/т		0,30	46,20	7,24	6,35	87,72	9,16	2,55	
Метрограмм Au		0,23	136,89	10,40	14,26	137,08	36,74	5,08	
<i>Рудное тело 14, блок 14-1-С</i>									
Мощность, м	65	0,45	36,00	4,67	5,17	110,73	20,73	3,78	Логнормальный
Содержание Au, г/т		0,50	25,70	6,90	4,61	66,81	3,52	1,58	
Метрограмм Au		0,25	493,20	36,01	65,85	182,87	37,19	5,57	
<i>Рудное тело 14а, блок 14а-1-С</i>									
Мощность, м	39	0,30	10,67	2,79	2,15	76,93	4,34	1,87	Логнормальный
Содержание Au, г/т		2,00	30,30	6,32	5,96	94,41	8,34	2,83	
Метрограмм Au		2,00	88,56	15,17	15,80	104,19	11,80	3,01	

Табл. 3. Характеристика степени неравномерности золотого оруденения, по В. В. Богацкому

Table 3. Characteristics of the degree of unevenness of gold mineralization, according to V. V. Bogatsky

Разведка

Номера блоков	Число исходных данных	Мощность, м			НР	Содержание Au, усл. ед.			НР
		от	до	средняя		от	до	среднее	
1-14-C1	21	0,55	4,08	1,97	2	4,7	27,1	14,21	2,01
1-27-C1	19	0,47	4,25	1,72	2	0,8	57,1	20,32	2,74
1-29-C1	22	0,5	2,63	1,49	1	8,4	162,2	37,54	4,93
1-32-C1	86	0,14	6,66	1,97	3	2,2	128,6	20,11	5,25
1-39-C1	28	0,34	3,5	1,28	2	0,5	71	23,57	3,13
1-40-C1	127	0,14	8,13	1,77	4	0,2	128,6	15,34	9,5
1-41-C1	15	0,66	5,95	2,06	3	6	55,3	20,22	3,51
1-43-C1	6	1,1	7,46	3,38	2	2,7	47,4	17,9	5,4
1-49-C1	11	0,59	6,5	3,13	2	2,9	70,7	18,21	5,03
1-50-C1	53	0,1	5,63	1,77	3	0	64,9	12	5,68
1-51-C1	6	0,3	0,95	0,66	1	6,9	61,2	19,05	4,8
1a-15-C1	35	0,09	2,85	1,09	2	0,5	107,8	13,32	11,2
1a-20-C1	74	0,05	9,01	1,72	5	0,2	145,5	17,98	8,71

Эксплуатация

Номера блоков	Число исходных данных	Мощность, м			НР	Содержание Au, усл. ед.			НР
		от	до	средняя		от	до	среднее	
1-14-C1	48	0,55	4,08	1,71	2	1,4	27,1	9,29	2,77
1-27-C1	35	1	5	1,96	2	2,5	31,8	11,06	3,19
1-29-C1	31	0,5	3,3	1,95	1	2,4	34	14,32	2,46
1-32-C1	164	0,1	17	2,22	7	1,2	62,7	11,94	6,23
1-39-C1	117	0,05	4,6	1,25	3	1,5	173,4	16,38	13,2
1-40-C1	374	0	9,5	1,27	7	0,7	90,5	11,36	9,44
1-41-C1	45	0,2	4,6	1,8	2	0,6	35,5	11,21	3,63
1-43-C1	22	0,2	7	2,18	3	1,91	34,6	9,7	4,25
1-49-C1	60	0,02	6,6	1,75	3	0,58	107,7	15,11	7,99
1-50-C1	194	0,02	9,7	1,13	8	0,4	257,8	11,81	27,9
1-51-C1	32	0,05	2	0,59	3	2,2	52,2	12,05	8,76
1a-15-C1	73	0,02	1,9	0,65	3	1,6	102,8	12,15	13,3
1a-20-C1	55	0,1	3,3	1,87	1	2,9	36,2	13,57	2,86

Примечание. НР – коэффициент неравномерности.

155–214 %). Это можно отнести к недостаткам разведки.

2. Опыт эксплуатационной разведки показал, что мощность рудных тел при открытой разработке систематически увеличивается,

а при подземной занижается. Причины этих изменений носят технический характер – использование различной технологии при детальной и эксплуатационной разведках. Увеличение мощностей рудных тел и функциональ-



но связанное с ним снижение содержаний обусловлено принципом обеспечения среднего содержания в добавленном контуре на уровне «бортового». Однако отсутствие такого кондиционного показателя, как минимальное содержание в выработке, при включении некондиционных участков может привести к снижению содержания металла в руде, не обеспечивающего его минимальное промышленное содержание в блоке. На стадии разведки таких раздувов мощностей не было, так как разведочные сечения состоят из двух линий опробования, мощность по которым считается как среднее арифметическое. Отстройка блоков осуществлена по крайним кондиционным пробам. При таком подходе контуры блоков получаются искусственными, сложными (особенно по мощности), а часть рудных тел может оказаться за их пределами.

Отсутствие при оконтуривании рудных тел визуально наблюдаемых признаков снижает технико-экономические показатели при эксплуатации.

3. Распространение при подсчёте запасов значений проб с весьма высокими содержаниями на весь объём с бедными рудами или пустыми породами способствует снижению содержаний металлов, а следовательно, их запасов. Значительная часть металла, причём с богатыми рудами, остаётся в целиках, что говорит о нерациональной системе отработки. Неподтверждение контуров промышленного оруденения в отдельных случаях 30 % и более сокращает площадь блоков по данным разведки.

Отмечается неподтверждение запасов по отдельным блокам и в целом по рудным телам: 11 – 17,75 %, 14 – 20,68 %. Причиной неподтверждения запасов служит неподтверждение мощностей и в меньшей степени содержаний золота. Морфометрическим анализом по блокам с неподтвердившимися запасами

выявлена несходимость рисовки жилы (в некоторых участках) на стадиях разведки и эксплуатации. В ряде участков наблюдаются раздувы мощности жилы. Соответственно, запасы в блоках отрабатываются с превышением. В этих блоках фактические запасы значительно превышают подсчитанные. Такие явления объясняются тем, что жила на глубине не прямолинейная, а имеет вогнутые и выпуклые участки в результате кинематических движений в процессе рудообразования. Вогнутые участки заполнены рудными компонентами, выпуклые оказываются безрудными.

Неподтверждение содержаний золота объясняется крайне сложным характером его распределения в рудных телах, подчиняющегося логнормальному закону. Объективным средним является среднегеометрическое, которое ниже среднего арифметического, используемого при подсчётах запасов.

4. Подсчёт запасов следует производить в подсчётных блоках, каждый из которых характеризует однородный по геологическому строению участок месторождения. Вместе с тем, размер отдельного подсчётного блока зависит от комплекса факторов: густоты разведочной сети, статистической и пространственной изменчивости мощности рудных тел и содержаний полезных компонентов, приемлемых уровней погрешностей в определении подсчётных параметров и геометрии границ оруденения. В связи с этим на разных этапах изучения месторождения средние размеры подсчётных блоков, даже относимых к одной и той же категории запасов, могут быть разными – от крупных (вплоть до размеров целого рудного тела) на ранних стадиях изучения до мелких (вплоть до объёмов квартальной производительности горнодобывающего предприятия), отражающих мелкие элементы пространственной неоднородности оруденения на стадии эксплуатации.



Список литературы

1. *Богачкий В. В.* Математический анализ разведочной сети. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 211 с.
2. *Зималина В. Я., Хамроев И. О., Рахмонова Н. Б.* Особенности геологического строения, достоверность разведки и подсчёта запасов золоторудного месторождения Чармитан // Руды и металлы. – 2019. – № 4. – С. 4–10.
3. *Зималина В. Я., Рахмонова Н. Б., Охунув А. Х., Мухаммедов Ж. Э.* Распределение содержаний полезных компонентов в рудных телах и их влияние на достоверную оценку // Геология и минеральные ресурсы. – 2020. – № 3. – С. 114–118.
4. *Исоков М. У., Зималина В. Я., Колоскова С. М.* Условия размещения золотого оруденения, методика и достоверность разведки на примере месторождения Гужумсай. – Ташкент, 2013. – 185 с.

References

1. Bogatskii V. V. Matematicheskii analiz razvedochnoi seti [Mathematical analysis of the exploration network], Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1963, 211 p.
2. Zimalina V. Ya., Khamroev I. O., Rakhmonova N. B. Osobennosti geologicheskogo stroeniya, dostovernost' razvedki i podscheta zapasov zolotorudnogo mestorozhdeniya Charmitan [Features of the geological structure, reliability of exploration and calculation of reserves of the Charmitan gold deposit], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2019, No 4, pp. 4–10. (In Russ.).
3. Zimalina V. Ya., Rakhmonova N. B., Okhunov A. Kh., Mukhammedov Zh. E. Raspreделение soderzhaniy poleznykh komponentov v rudnykh telakh i ikh vliyaniye na dostovernuyu otsenku [Distribution of the contents of useful components in ore bodies and their influence on a reliable assessment], *Geologiya i mineral'nye resursy* [Geology and mineral resources], 2020, No 3, pp. 114–118. (In Uzbek.).
4. Isokov M. U., Zimalina V. Ya., Koloskova S. M. Usloviya razmeshcheniya zolotogo orudneniya, metodika i dostovernost' razvedki na primere mestorozhdeniya Guzhumсай [Conditions for the placement of gold mineralization, methodology and reliability of exploration on the example of the Guzhumсай deposit], Tashkent, 2013, 185 p.

Авторы

Охунув Авазбек Хусанбоевич

начальник отдела методики геологоразведочных работ
okhunov.8383@mail.ru

Зималина Валентина Яковлевна

доктор геолого-минералогических наук,
профессор

Рахмонова Нафиса Бахромовна

младший научный сотрудник

Мухаммедов Жавохиржон Эркинович

младший научный сотрудник

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

Authors

Avazbek Kh. Okhunov

Head of Exploration Methodology Department
okhunov.8383@mail.ru

Valentina Ya. Zimalina

Doctor of Geology and Mineralogy,
Professor

Nafisa B. Rakhmonova

Junior Researcher

Zhavokhirzhon E. Mukhammedov

Junior Researcher

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



Железистые кварциты горного хребта Симанду (Гвинейская Республика)

Iron quartzites of the Simandou mountain (Republic of Guinea)

Болонин А. В., Мамедов В. И.,
Мызников И. К.

Bolonin A. V., Mamedov V. I.,
Myznikov I. K.

Впервые в открытой литературе сравнительно полно описываются геология и петрография формации железистых кварцитов, локализованных на юго-востоке Гвинеи в горном хребте Симанду. В этом районе откартирован меридиональный пояс распространения полосчатых магнетитовых кварцитов (итабиритов) нижнепротерозойской метаморфической серии Симанду. Породы серии на фоне архейского гранито-гнейсового фундамента образуют протяжённую узкую сложно построенную синклиналичную структуру. В её строении картируются от одной до трёх параллельных простых синклиналей с итабиритами в ядрах. Разрез метаморфической серии Симанду включает нижнюю толщу метатерригенных пород мощностью до 400–500 м (метапесчаников, кварцитов, филлитов, слюдяных сланцев) и верхнюю итабиритовую толщу мощностью до 220–450 м. Метаморфизм пород серии усиливается с севера на юг от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. В итабиритовой толще выделяются пакки двух разновидностей полосчатых железистых пород – собственно итабиритов и амфиболовых итабиритов. Минеральный состав собственно итабиритов (мас. %): магнетит 51–55, кварц 48–36, остальное – куммингтонит и слюда. Состав амфиболовых итабиритов (мас. %): магнетит 39–47, кварц 31–30, амфибол (куммингтонит) 24–15, остальное – геденбергит, слюда, кальцит. В латеритной коре выветривания по итабиритам сформированы богатые мартитовые и гематит-гётитовые руды (60–66 % Fe), слагающие плащеобразные залежи глубиной от 9 до 350 м.

Ключевые слова: Симанду, итабириты, синклиналь, магнетит, железная руда, метаморфизм.

In this article, we for the first time fully describe the geology and petrography of the iron quartzite formation, localized in Southeast Guinea in the Simandou mountain range. In this region, a meridional distribution belt of banded magnetite quartzites (itabirite) of the Lower Proterozoic Simandou metamorphic series has been mapped. The rocks form an extended (210 km) and narrow (0.4–7 km) complex synclinal structure in the background of the Archean granite-gneiss basement. The structure of the Simandou metamorphic series includes the lower sequence of metaterrigenous rocks up to 400–500 m thick (metasandstone, quartzite, phyllite, mica schist) and the upper itabiritic sequence up to 220–450 m thick. The metamorphism of the rocks of the series increases from north to south from the greenschist to epidote-amphibolite facies. Members of two varieties of banded iron rocks are distinguished in the itabiritic stratum – itabirite and amphibole itabirite. The composition of itabirite is (wt %): magnetite 51–55, quartz 48–36, and the rest is cummingtonite and mica. The composition of amphibole itabirite is (wt %): magnetite 39–47, quartz 31–30, amphibole (cummingtonite) 24–15, the rest is hedenbergite, mica and calcite. Rich martite and hematite-goethite ores (60–66% Fe) are formed in the lateritic weathering crust after itabirite, forming manto deposits with a depth of 9 to 350 m.

Keywords: Simandou, itabirite, syncline, magnetite, iron ore, metamorphism.

Для цитирования: Болонин А. В., Мамедов В. И., Мызников И. К. Железистые кварциты горного хребта Симанду (Гвинейская Республика). Руды и металлы. 2022. № 3. С. 57–77. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10017.

For citation: Bolonin A. V., Mamedov V. I., Myznikov I. K. Iron quartzites of the Simandou mountain (Republic of Guinea). Ores and metals, 2022, № 3, pp. 57–77. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10017.



Введение. В районе горного хребта Симанду на юго-востоке Гвинеи в последние два десятилетия разведаны крупнейшие запасы богатых железных руд, локализованных в лагеритной коре выветривания по железистым (магнетитовым) кварцитам, в этом регионе называемым итабиритами. Запасы и ресурсы богатых руд (60–66 % Fe) оцениваются в 8–9 млрд т. Крупный рудный ресурс будущего представляют собой неизменённые итабириты, содержащие 29–40 % Fe.

Впервые железистые кварциты в пределах хребта Симанду были исследованы французскими геологами в 30–50-е гг. прошлого века. Они выделили эти породы в самостоятельную метаморфическую серию [10, 14]. Литологический разрез серии описывался исходя из предположения о моноклиномальном крутопадающем (65–85°) залегании стратифицированных пород [9]. Результаты последующего изучения геологии района и разведки месторождения Пик-де-Фон в период 2003–2008 гг. нашли отражение в серии публикаций [1, 6, 7, 16]. С 2008 г. компании Rio Tinto, BSGR, Vale продолжили поиски и разведку железорудных месторождений в этом районе.

Авторы в составе компании Geoprospects Ltd в 2008–2011 гг. проводили поисковые и разведочные работы на железорудных объектах. В полевых работах с нами принимали участие российские коллеги: А. Асавин, А. Борисенко, В. Бученков, В. Веригин, А. Карлович, Е. Каршин, Ф. Котов, М. Лопухин, А. Нигматуллина, А. Панов, Д. Рудько. В процессе опережающих работ важную информацию о распространении итабиритов дали результаты комплексной аэрогеофизической съёмки, выполненной компанией FUGRO, а также рекогносцировочные маршруты, проведённые геологами из Южно-Африканской Республики (Ян Брайсон, Ювал Коен, Грем Гринвей, Гарнет Шамалия, Ивэн Вильямс).

Выполненные нашей компанией работы охватывали северную половину горного хребта Симанду на протяжении 56 км и его юго-западное окончание (хребет Зогота) на протяжении 75 км. Работы включали маршрутное геологическое картирование (1600 км), докумен-

тацию и рядовое опробование керн (36 тыс. м), отбор штучных проб, изучение прозрачных и полированных шлифов под микроскопом. Штучные пробы и минералы проанализированы в лабораториях научных институтов Москвы (ИГЕМ РАН, ВИМС) рентгенофлуоресцентным, рентгенофазовым, термическим, газометрическим и электронно-зондовым методами. Использованы данные анализа рядовых керновых проб.

В результате работ уточнено распространение серии Симанду, обоснована синклиальная структура итабиритовых толщ, изучены локализация и вещественный состав железных руд. Вопросы геологии железорудного района Симанду остаются слабо освещёнными в открытой литературе. Материалы настоящей статьи частично компенсируют этот пробел.

Региональная позиция. Синклиальная структура Симанду, включающая итабириты, узкой меридиональной полосой с волнообразными изгибами протягивается в южной части Западно-Африканского щита на восточном склоне Леоно-Либерийского архейского кристаллического массива (кратона) (рис. 1, а). В районе выделяют пять разновозрастных литоструктурных комплексов (ярусов) [5, 13, 16]: позднеархейский стратифицированный гнейсовый комплекс с кварцитами, слюдяными сланцами, амфиболитами и мигматитами (3,2–2,9 млрд лет); позднеархейский либерийский палингенно-интрузивный комплекс гранодиоритов, гранитов, тоналитов и метагабброидов (2,9–2,7 млрд лет); раннепротерозойские пояса метатерригенных пород и итабиритов серий (групп) Симанду и Нимба (2,5–2,2 млрд лет); протоплатформенный чехол, сложенный вулканогенно-терригенными породами бирримской серии нижнего протерозоя (впадина Сигири); раннепротерозойский эбурнейский интрузивный комплекс биотитовых гранитов и гранодиоритов (2,1–1,9 млрд лет).

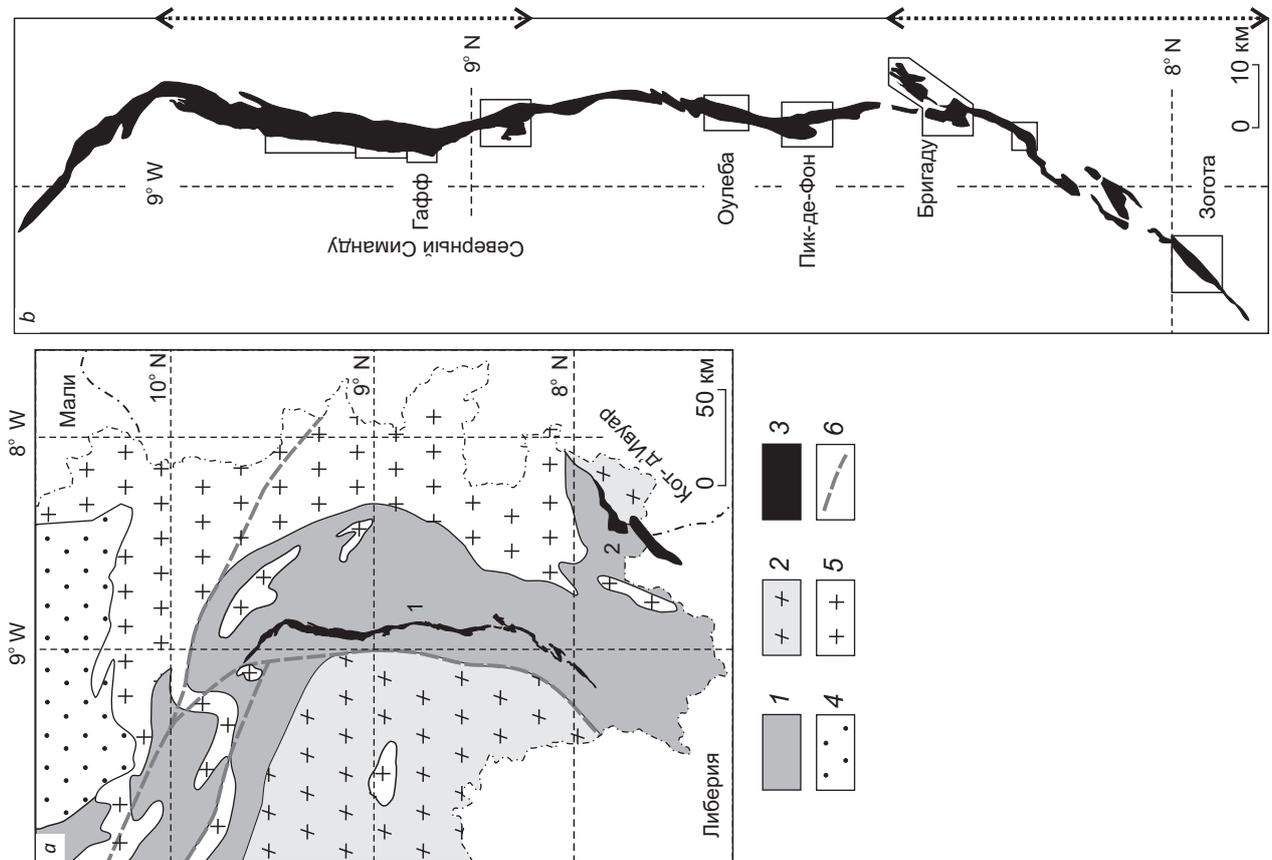
В мезозойскую эру с раскрытием Атлантического океана в регионе связывают трапповый габбродолеритовый магматизм возрастом около 200 млн лет [8] и образование кимберлитов возрастом 153–140 млн лет [15]. В кай-

Рис. 1. Геологическая схема юго-востока Гвинеи (а) по данным [16] с дополнениями; форма синклинали Симанду (b):

1 – архейский гнейсовый комплекс; 2 – либерийский палингено-интрузивный комплекс (Леано-Либерийский массив); 3 – нижнепротерозойские серии Симанду (1) и Нимба (2); 4 – раннепротерозойский бирримский вулканогенно-терригенный протоплатформенный чехол (впадина Сигири); 5 – эбурнейский интрузивный комплекс; 6 – региональные разломы; чёрное (на b) – итабириты, филлиты, сланцы, кварциты и контуры железорудных участков (месторождений); стрелками обозначены интервалы геологического картирования, выполненные авторами в 2008–2011 гг.

Fig. 1. Geological scheme of Southeast Guinea (a) according to [16] with additions, the shape of the Simandou syncline (b):

1 – Archean gneiss complex; 2 – Liberian palingentic-intrusive complex (Leono-Liberian massif); 3 – Lower Proterozoic Simandou (1) and Nimba (2) series; 4 – Lower Proterozoic Birrim volcanogenic-terrigenous protoplatform cover (Sigiri Basin); 5 – Eburnei intrusive complex; 6 – regional faults; black (on b) – itabirite, phyllite, shale, quartzite and contours of iron ore sites (deposits); The arrows mark the intervals of geological mapping performed by the authors in 2008–2011





нозое на обширной территории Гвинеи формировались латеритные коры выветривания с образованием месторождений бокситов и богатых железных руд [2].

Среди архейского кристаллического фундамента породы серии Симанду слагают протяжённую узкую синклиналию структуру длиной около 210 км, шириной 0,4–7 км (см. рис. 1, б). В современном рельефе синклинали структура на протяжении 110 км совпадает с горным хребтом Симанду. Наивысшая точка – вершина Пик-де-Фон – 1656 м, относительные превышения достигают 300–700 м. На юго-западном продолжении хребта на участках Бригаду – Зогота синклинали структура трассируется цепочкой менее высоких горных гряд. Таким образом, итабириты и развитые по ним богатые железные руды формируют в современном рельефе преимущественно горные гряды. Итабириты обнаруживают большую устойчивость к денудации на фоне сланцев, гнейсов и гранитоидов. Рыхлые мартитовые руды, слагающие наибольший объём латеритной коры выветривания, сверху защищены от эрозии (бронированы) коркой крепких сливных лимонитовых руд (так называемая кираса).

Гранито-гнейсовый фундамент. Архейский гранито-гнейсовый фундамент в обрамлении синклинали Симанду сложен гнейсами, которые чередуются с пачками кварцитов, слюдяных и амфиболовых сланцев. Этот грубо стратифицированный метаморфический комплекс включает дискордантные удлинённые и изометрические тела гнейсовидных гранитов (гранито-гнейсов). На северном окончании синклинали породы серии Симанду налегают на массивные интрузивные породы – биотит-роговообманковые граниты, лейкограниты, ортоамфиболиты. Массивные породы можно отнести к позднеархейскому либерийскому интрузивному комплексу [13].

Среди пород фундамента наиболее распространены лейко- и мезократовые биотитовые гнейсы среднезернистого сложения (0,5–3 мм) крупнополосчатой текстуры. Состав пород: главные минералы – микроклин, плагиоклаз № 20–37, кварц, биотит; второстепенные – роговая обманка, ортоклаз, гранат, апатит, маг-

нетит, сфен, циркон; вторичные (до 10 %) – мусковит, эпидот, хлорит, кальцит. Количество граната (альмандин) в гнейсах, кварцитах и слюдяных сланцах местами достигает 5–30 %. Гнейсы часто насыщены согласными с полосчатостью полевошпат-кварцевыми прожилками мощностью 1–4 см.

Среди архейского фундамента встречаются породы, обогащённые магнетитом. На участках Зогота и Бригаду среди белых мономинеральных кварцитов в отдельных прослоях наблюдались тонкополосчатые магнетитовые кварциты (рис. 2, а). На севере синклинали Симанду среди гнейсов отмечены линзы амфибол-кварц-магнетитовых пород (см. рис. 2, б).

Химический и микроэлементный состав изученных пород и минералов приведены в таблицах 1, 2, 3. Биотитовые гнейсы имеют гранитный состав: 69,3–73,7 % SiO_2 и 5,9–9,3 % $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$. По отношению $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ гнейсы подразделяются на гранито-гнейсы (0,63–1,6) и плагиогнейсы (0,08–0,34).

Серия Симанду. В целом простирание метаморфической полосчатости пород в гранито-гнейсовом фундаменте и слоистости в серии Симанду совпадает, что затрудняет различение этих литоструктурных комплексов при геологическом картировании. Признаком структурного несогласия между комплексами является то, что базальные породы серии Симанду на своём протяжении контактируют с различными породами фундамента, в том числе налегают на массивные гранитоиды либерийского палингенно-интрузивного комплекса.

На фоне гранито-гнейсового фундамента, метаморфизованного в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма, синклинали структура Симанду протяжённостью 210 км выделяется как отчётливо стратифицированный комплекс пород более низкой степени метаморфизма. Комплекс включает две толщи (свиты): нижнюю метатерригенную (филлиты, слюдяные сланцы, кварциты, метапесчаники) и верхнюю итабиритовую. На протяжении синклинали структуры на разных её участках итабириты слагают от одной до трёх параллельных полос, находящихся в окружении метатерригенных пород. Отдельные

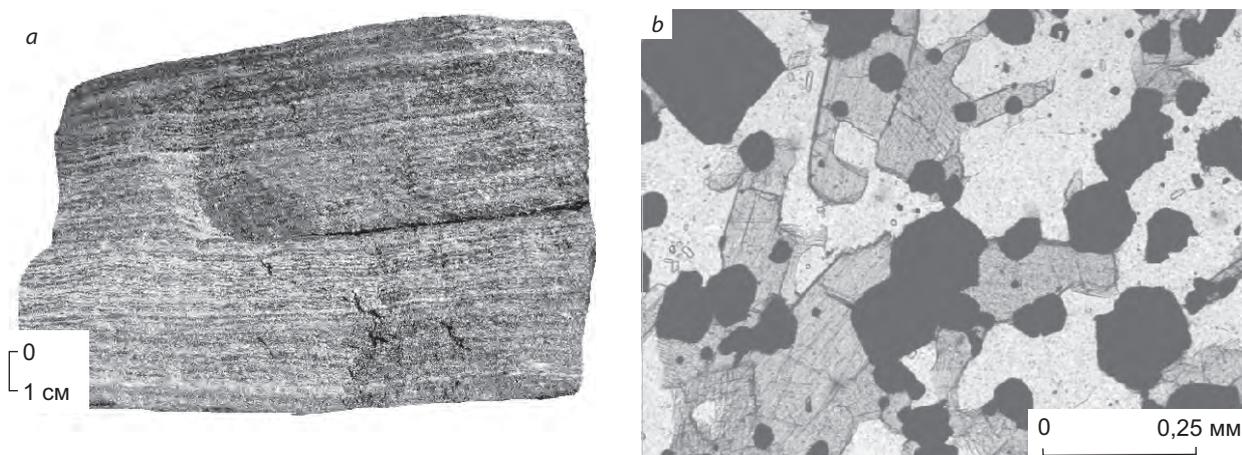


Рис. 2. Магнетитсодержащие породы архея:

a – образец тонкополосчатого железистого кварцита; *b* – в прозрачном шлифе (никколи параллельны) амфибол-кварц-магнетитовая порода с идиоморфным магнетитом (чёрное), призматической роговой обманкой (серое) и ксеноморфным кварцем (светлое)

Fig. 2. Archean magnetite-bearing rocks:

a – a sample of thin-banded iron quartzite; *b* – in transparent section (nicols are parallel) amphibole-quartz-magnetite rock with euhedral magnetite (black), prismatic hornblende (gray) and xenomorphic quartz (light)

итабиритовые полосы имеют ширину 0,8–1,6 км и прослеживаются на расстоянии от 1,5 до 34 км. Детальным картированием и бурением устанавливается складчатая синклинальная структура полос, в которой итабириты занимают ядро складок, а метатерригенные породы слагают крылья. Перерывы в распространении итабиритов по простиранию на фоне метатерригенной толщи связаны с ундуляцией (поднятием) шарниров складок, а также с эрозионными вырезами итабиритов поперечными долинами.

Синклинальное строение структуры Симанду наиболее полно изучено на крайнем юге, на участке Зогота, и на севере, на участке Гафф (см. рис. 1, *b*). На участке Зогота породы серии образуют простую синклинали с контактами, падающими навстречу друг другу под углами 45–55° (рис. 3, *a*; рис. 4). Богатая железная руда слагает на итабиритах плащеобразную залежь глубиной от 9 до 150 м. Рудная залежь имеет зональное строение (сверху вниз): крепкие коричневые гематит-гётитовые

руды, рыхлые чёрные мартитовые руды, крепкие неизменённые итабириты. Алюмосиликатные породы (сланцевые сланцы, гнейсы) в коре выветривания превращены в иллит-каолинитовые глины, местами бокситоносные (с гибситом).

В отличие от участка Зогота на участках Северного Симанду восточнее наиболее крупной итабиритовой синклинали параллельно протягивается вторая синклинали с итабиритами в ядре, а на крайнем севере между ними появляется третья (см. рис. 3, *b*). На участке Гафф установлена симметричная синклинали с углами падения крыльев 50–60° (см. рис. 4). Залежь богатых руд, развитая по итабиритам, характеризуется повышенной вертикальной мощностью, подошва погружена до глубины 350 м. Залежь имеет аналогичное участку Зогота зональное строение (сверху вниз): крепкие гематит-гётитовые руды – рыхлые мартитовые руды – неизменённые итабириты.

На других участках структуры Симанду на дневной поверхности у итабиритов во многих

Табл. 1. Средний химический состав пород участков хребта Симанду, мас. %

Table 1. Average whole-rock composition, wt%

Ком-плекс	Участок	Число проб	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	МВ	ПЛ
Археский Фундамент	Зотога	2	Гранитогнейс	71,05	0,19	15,30	2,50	0,02	0,50	1,99	4,60	3,00	0,03	0,55	-	-
		5	Гранитогнейс	72,42	0,20	13,70	2,32	0,04	0,58	1,42	3,76	4,62	0,05	0,54	-	-
		2	Плагиогнейс	71,35	0,16	15,40	1,62	0,02	0,65	3,03	5,75	1,04	0,06	0,72	-	-
	3	Гранит	67,90	0,32	14,63	4,43	0,06	1,41	3,16	3,69	3,19	0,11	0,67	-	-	
	1	Лейкогранит	75,10	0,04	12,80	2,18	0,01	0,11	0,38	3,32	5,52	<0,02	0,31	-	-	
	1	Ортоамфиболит	48,70	0,72	15,30	13,20	0,17	7,45	10,70	2,08	0,69	0,05	0,66	-	-	
	2	Амфибол-кварц-магнетитовая	49,20	0,07	2,35	40,30	0,77	2,79	4,05	0,14	0,19	0,04	0,03	-	-	
	3	Двусланяной сланец	69,23	0,27	11,67	7,97	0,05	4,00	0,04	0,06	3,21	0,05	3,16	-	-	
	1	Кварцит	93,20	0,05	3,70	1,21	0,00	0,20	0,02	0,04	0,86	<0,02	0,58	-	-	
	57	Итабирит	42,50	0,02	0,40	56,40	0,01	0,32	0,07	0,06	0,10	0,07	0,00	0,00	570	3,43
105	Амфиболовый итабирит	40,40	0,03	0,80	52,30	0,05	2,10	1,34	0,11	0,32	0,12	2,40	640	3,45		
26	Филлит	42,60	0,80	30,20	10,00	0,12	1,30	0,01	0,20	8,20	0,11	6,30	30	2,72		
21	Кварцевый филлит	60,30	0,50	21,50	5,40	0,08	1,10	0,01	0,15	6,80	0,04	4,00	-	2,62		
2*	Слюдяной сланец	65,00	0,50	11,00	15,40	0,06	2,20	0,50	0,02	2,10	0,05	3,00	-	-		
8	Кварцит	94,00	0,05	1,30	3,00	0,35	0,20	0,25	0,05	0,14	0,02	0,60	0,3	2,57		
8*	Металесчаник	96,20	0,03	1,47	1,24	0,01	0,19	0,07	0,02	0,34	<0,02	0,32	-	-		
1*	Долерит	46,60	2,40	14,80	17,00	0,21	5,50	10,20	2,20	0,45	0,20	0,45	-	-		
1	Долерит	45,60	3,40	12,80	19,50	0,25	4,20	8,40	2,60	0,41	0,29	1,20	30	-		
24**	Итабирит	47,50	0,02	0,12	50,00	0,04	0,05	0,05	0,05	0,02	0,04	1,30	-	3,31		
71	Итабирит	41,60	0,01	0,30	55,30	0,04	0,90	0,40	0,13	0,18	0,14	0,90	420	3,36		
108	Амфиболовый итабирит	45,80	0,03	0,60	48,30	0,13	3,30	1,20	0,04	0,05	0,13	0,30	1000	3,46		
79	Слюдяной сланец	59,70	0,50	14,80	11,40	0,15	2,70	0,60	0,40	4,10	0,08	5,30	1,5	2,70		
3	Кварцит	93,00	0,08	1,80	3,00	0,15	0,03	0,01	0,03	0,08	0,04	2,00	0,4	-		

Примечание. * Штуфные пробы (рентгенофлуоресцентный анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ РАН, г. Москва), ** рассчитано из данных [7]; остальное – рядовые керновые пробы (рентгенофлуоресцентный анализ выполнен в лаборатории SGS в ЮАР); ППП – потери при прокаливании, МВ – магнитная восприимчивость, ПЛ – плотность, т/м³.



Табл. 2. Химический состав минералов участка Зогота, мас. %

Table 2. Chemical composition of the minerals of the Zogota site, wt%

№ п/п	Проба	Порода	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	FeO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	Сумма	
1	040-052	Гнейс	Андезин	59,1	0	26,2	0	0	0,03	7,35	0,43	6,8	99,91	
2			Альмандин	37	0	21,2	1,48	2,95	34,7	1,79	0,01	0	99,13	
3			Биотит	35,3	2,64	21,5	0,02	7,9	19,1	0,15	9,4	0,05	0,05	96,06
4	007-236	Серия Симанду	Альмандин (центр)	36,2	0,03	20	0,87	2,35	38,5	0,55	0	0	98,5	
5			Альмандин (край)	36,5	0,02	19,6	0,88	2,79	38,4	0,38	0	0	0	98,57
6			Биотит	37,2	1,53	16,4	0,01	11	19,9	0,03	9,76	0	0	95,83
7	129-158	Гранат-биотитовый сланец	Хлоритовид	35,6	0,62	32,4	0	6,15	7,09	1,55	0,01	0	83,42	
8			Альмандин (центр)	36,5	0,02	20,4	2,35	2,04	35,7	1,6	0,01	0	0	98,62
9			Альмандин (край)	36,6	0	21	2,29	1,59	36,8	1,23	0,01	0	0	99,52
10	С13-150	Амфиболовый итабирит	Биотит	34,8	0,92	21,8	0,01	7,98	21,3	0,03	9,62	0,07	96,53	
11			Альмандин	36,7	0,03	20,6	0,75	2,33	37,3	1,38	0	0	0	99,09
12			Биотит	36,7	1,43	18,4	0	9,72	20,6	0,01	9,76	0,15	0,05	96,77
13	С08-253	Амфиболовый итабирит	Куммингтонит	51,7	0,02	1,17	0,09	13,6	29,5	0,14	0	0,05	96,27	
14			Биотит	34,2	2	16,1	0,03	6,78	26,9	0,04	9,32	0	0	95,37
15			Биотит	51,4	0,07	0,32	0,15	10,1	33,3	0,2	0,02	0	0	95,56
16	007-214	Амфиболовый итабирит	Куммингтонит	51,6	0,05	0,23	0,17	11	34,8	0,21	0	0	98,06	
17			Биотит	53	0	0	0,45	12,4	32,3	0,59	0	0	98,74	
18			Биотит	52,3	0	0	0,52	11,3	32,2	0,66	0	0	0	96,98
19	045-212	Амфиболовый итабирит	Феррогиперстен	49	0	0	0,77	9,75	39,9	0,76	0	0	100,18	
20			Геденбергит	51,4	0,02	0,08	0,34	7,35	19,3	21,6	0	0	0	100,09
21			Кальцит	0,04	0	0	0,34	0,55	1,31	51,9	0	0	54,14	

Примечание. Электронно-зондовый микроанализ выполнен в ИГЕМ РАН (г. Москва) на приборе Cameca MS-46 с приставкой Link.



Табл. 3. Среднее содержание микроэлементов в породах, г/т

Table 3. Average whole-rock trace elements composition, ppm

Комплекс	Участок	Число проб	Порода	Cr	V	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	As	Sc	Ga	Ge
Архейский фундамент	Северный Симанду	5	Гранитогнейс	13	25	4	3	2	30	35	177	306	1320	136	11	9	< 5	-	-	-
		2	Плагиогнейс	13	23	3	1	34	19	17	40	540	570	171	7	3	< 5	-		
		3	Гранит	31	46	5	6	12	46	26	129	590	1650	152	14	13	< 5			
		1	Лейкогранит	12	1	2	3	2	22	73	298	185	590	99	12	22	< 5			
		1	Ортоамфиболит	536	208	30	100	151	78	< 5	48	106	120	50	17	4	< 5			
		2	Амфибол-кварц-магнетитовая порода	25	19	12	18	10	40	< 5	9	49	450	42	11	3	6			
		3	Двусланцевой сланец	44	60	13	27	3	65	8	123	16	1500	195	14	9	5			
		1	Кварцит	20	40	2	3	6	12	< 5	32	13	220	46	2	4	< 5			
Серия Симанду	Зогота	3	Итабирит	< 20	< 20	< 20	20	50	50	< 5	< 2	2	30	6	2	< 2	< 3	32	5	7
		2	Амфиболовый итабирит	26	< 20	< 20	25	90	70	< 5	< 2	10	27	10	5	2	< 3	37	5	7
		12	Слюдяной сланец	120	120	25	80	230	210	30	600	80	660	120	20	20	15	15	20	

Примечание. Штуфные пробы (рентгенофлуоресцентный анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ РАН, г. Москва).

случаях наблюдается крутое падение слоистости под углами 70–90°, в том числе картируются крутопадающие изоклинальные складки. Вместе с тем на замыкании синклиналей по простиранию наблюдались пологозалегающие итабириты (15–35°).

Для наиболее изученных участков Гафф, Пик-де-Фон, Бригаду, Зогота составлены сводные стратиграфические колонки серии Симанду (рис. 5). Общая мощность серии в центре синклиналей на каждом из участков достигает 700–900 м, в том числе нижней кварцит-сланцевой толщи 400–500 м и верхней итабиритовой толщи 220–400 м. В местах замыкания синклиналей по простиранию фиксируется уменьшение мощности толщ. Например, мощность кварцит-сланцевой толщи на флангах участков Гафф и Зогота уменьшается до

100–50 м. Как правило, в сокращённых разрезах преобладают метапсаммиты, а в полных разрезах в центре синклиналей – метапелиты. Вероятнее всего, это обусловлено первично осадочными фаціальными изменениями в мощности и составе отложений.

В разрезе нижней толщи серии Симанду чередуются пачки метапелитов (филлитовых и слюдяных сланцев) и метапсаммитов (метапесчаников и кварцитов). В середине разреза нижней толщи отмечается горизонт итабиритов мощностью до 20–30 м. Горизонт прослеживается симметрично в обоих крыльях синклиналей (см. рис. 4). Верхняя итабиритовая толща также неоднородна. В ней чередуются пачки разных по составу итабиритов, которые перемежаются с прослоями филлитов. Большинство филлитовых прослоев маломощные

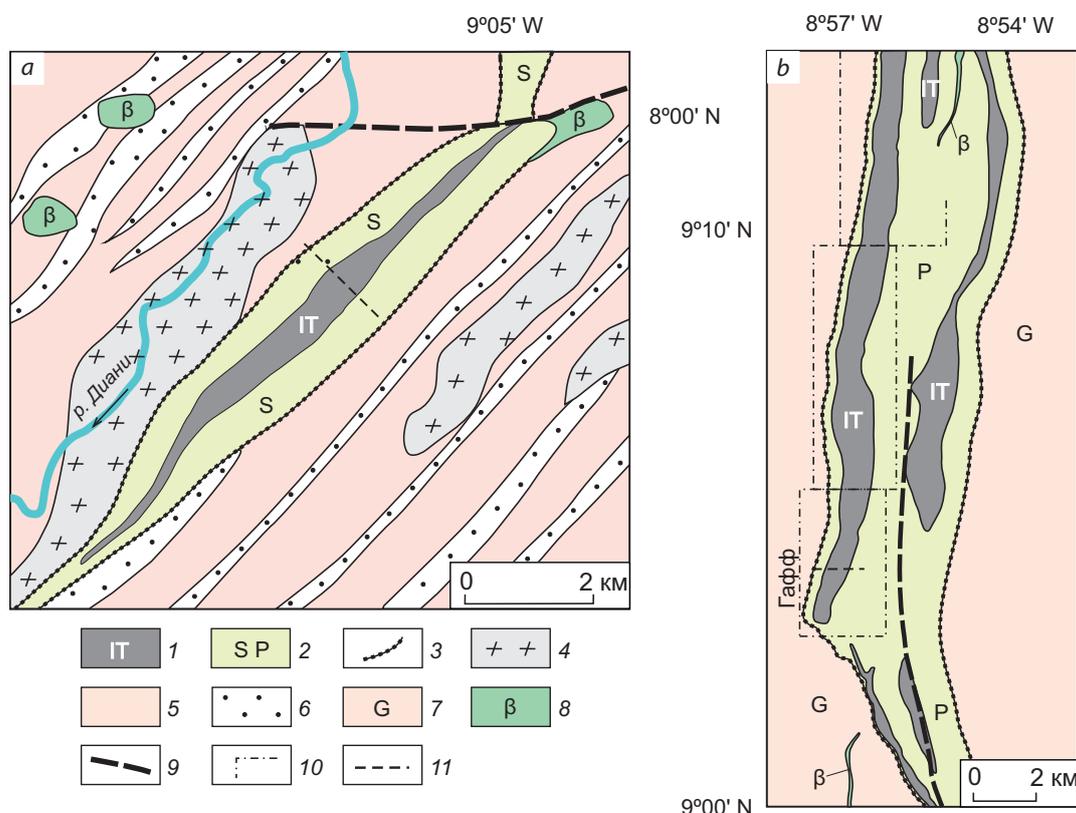


Рис. 3. Геологические планы участков Зогота (а) и Северного Симанду (б):

серия Симанду: 1 – итабиритовая рудовмещающая толща, 2 – кварцит-сланцевая (S) и кварцит-филлитовая (P) толщи, 3 – подошва серии Симанду; архейский комплекс: 4 – гранитогнейсы, 5 – биотитовые гнейсы, 6 – кварциты, 7 – нерасчленённый; 8 – долериты; 9 – разлом; 10 – контур железорудных участков Северного Симанду, 11 – линия разрезов

Fig. 3. Geological maps of the Zogota (a) and North Simandou (b) sites:

Simandou series: 1 – Simandou itabirite ore-bearing sequence, 2 – quartzite-schist (S) and quartzite-phyllite (P) sequences, 3 – basement of Simandou series; Archean complex: 4 – granite gneiss, 5 – biotite gneiss, 6 – quartzite, 7 – undivided; 8 – dolerite; 9 – fault; 10 – the contour of iron ore sites of Northern Simandou; 11 – section line

(0,02–5 м), но на участке Гафф единичные прослои достигают мощности 20–40 м и прослеживаются по простиранию до 2,5 км.

Среди итабиритов выделяются две разновидности – кварц-магнетитовые (собственно итабириты) и амфибол-кварц-магнетитовые (амфиболовые итабириты). На участке Зогота в верхней и нижней частях разреза итабиритовой толщи преобладают амфиболовые итабириты, а в середине – собственно итабириты, что позволяет расчленять толщу на три пачки

(см. рис. 5). На участке Бригаду имеет место сходное трёхчленное строение итабиритовой толщи, но отмечается большое число маломощных прослоев филлитов. На участке Пикде-Фон итабиритовую толщу также подразделяют на три пачки, обособляя в середине пачку крупнопослойчатых итабиритов [6]. На участке Гафф на фоне собственно итабиритов встречаются лишь редкие прослои амфиболовых итабиритов и многочисленные – филлитов. Мощный филлитовый прослой пе-

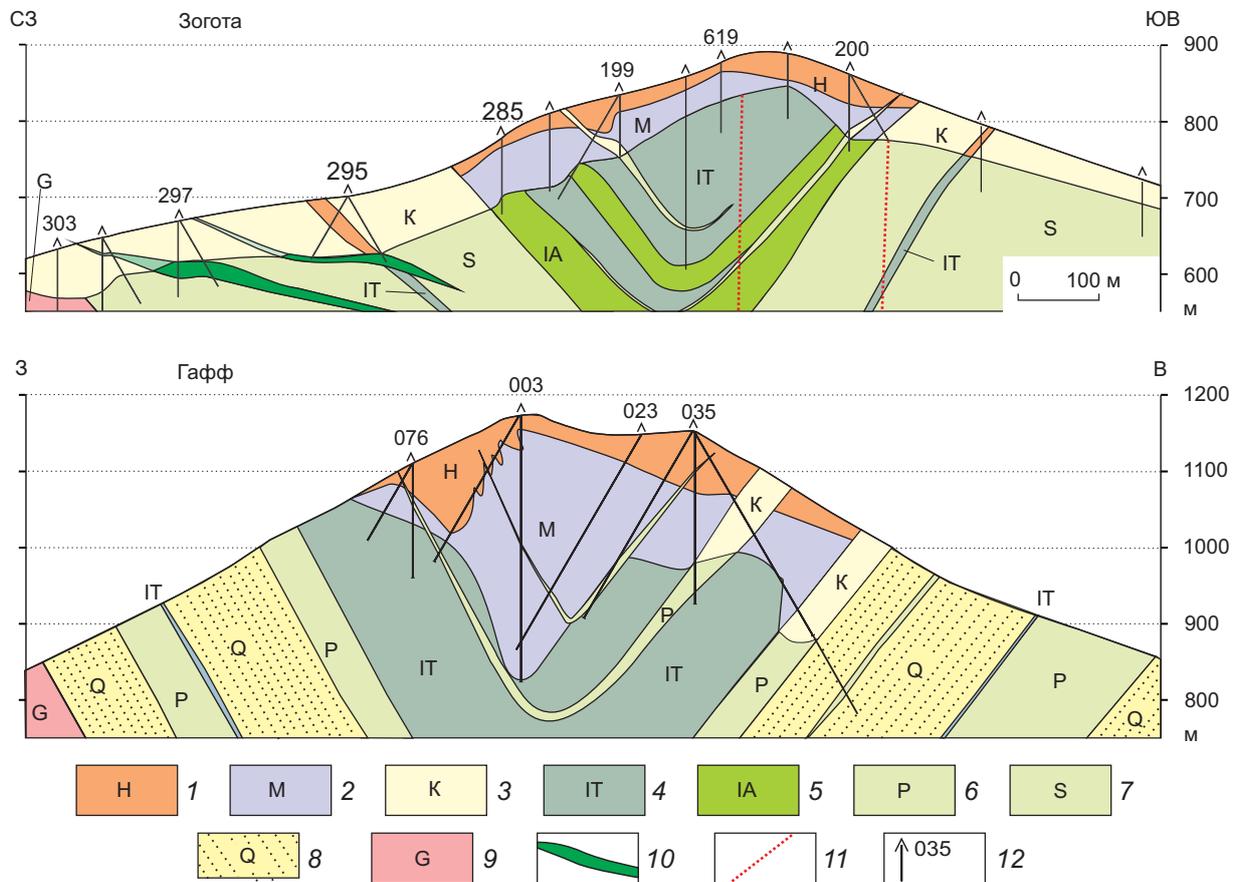


Рис. 4. Геологические разрезы по участкам Зогота и Гафф:

1 – крепкая гематит-гётитовая руда; 2 – рыхлая мартитовая руда; 3 – каолинизированные породы (филлиты, сланцы, гнейсы); 4 – итабириты; 5 – амфиболовые итабириты; 6 – филлиты; 7 – слюдяные сланцы; 8 – кварциты; 9 – гнейсы (архейский гнейсовый фундамент); 10 – дайка долеритов; 11 – дайка пегматитов; 12 – скважина и её номер

Fig. 4. Geological sections for the Zogota and Gaff areas:

1 – hard hematite-goethite ore; 2 – loose martite ore; 3 – kaolinized rocks (phyllite, shale, gneiss); 4 – itabirite; 5 – amphibole itabirite; 6 – phyllite; 7 – mica schist; 8 – quartzite; 9 – gneiss (Archean gneiss basement); 10 – dolerite dike; 11 – pegmatite dike; 12 – well and its number

рекрывает нижнюю треть разреза, которая сопоставляется с нижней пачкой на других участках. Во всех изученных разрезах итабириты завершают серию Симанду, и каких-либо вышележащих отложений другого типа в ядре синклиналей не наблюдается.

Петрография пород. Степень регионального метаморфизма пород серии Симанду увеличивается с севера на юг от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации. Заметнее

всего это прослеживается по метатерригенной толще. На севере Симанду метапелиты представлены типичными филлитами, а среди метапсаммитов наряду с кварцитами распространены метапесчаники с отчетливой реликтовой слоистостью и обломочной структурой. В южной части хребта на участке Пик-де-Фон распространены филлиты и кварциты [6]. На юге синклинали (на участках Бригаду и Зогота) нижнюю толщу слагают гранатсодержа-

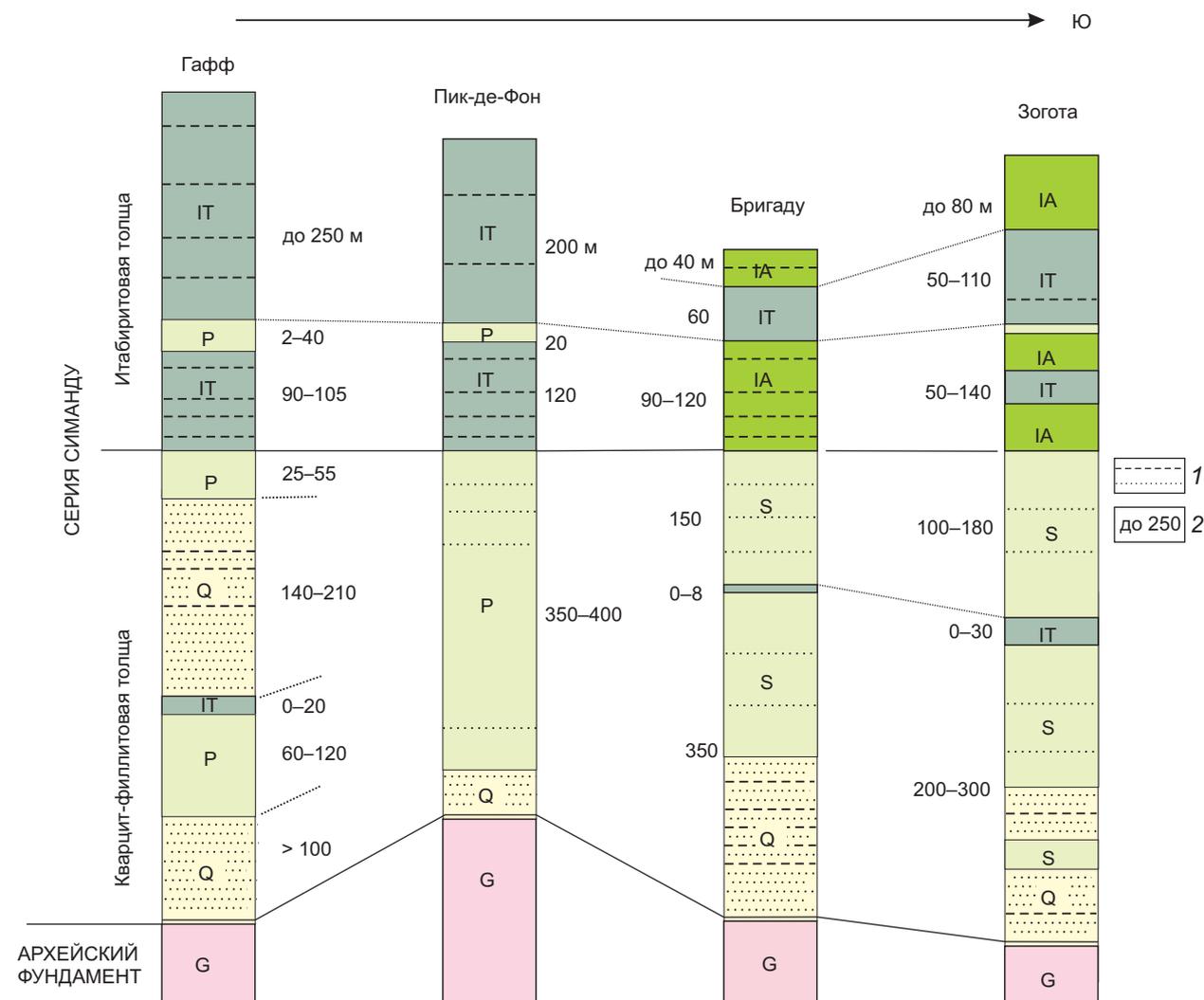


Рис. 5. Стратиграфические колонки и корреляция разрезов серии Симанду на участках Гафф, Пик-де-Фон, Бригаду, Зогота:

1 – маломощные прослои филлитов и кварцитов; 2 – мощность пачек, м; остальные усл. обозн. см. рис. 4

Fig. 5. Stratigraphic columns and correlation of sections of the Simandou series at the Gaff, Pic-de-Fonds, Brigadou, and Zogota sites:

1 – thin layers of phyllite and quartzite; 2 – sequence thickness, m; legend see fig. 4

щие слюдяные сланцы и кварциты без следов осадочных текстур.

Филлиты – породы тёмно-серого или чёрного цвета с шелковистым блеском на плоскостях отдельности. Сложены тонкочешуйчатой светлой слюдой (серицитом) с размером чешуек 0,01–0,05 мм и зёрнами кварца размером 0,03–0,07 мм (рис. 6, а). Второстепенные ми-

нералы – хлорит, пирит, гематит, турмалин, углеродистое вещество. По содержанию SiO₂ выделяются собственно филлиты – 30–50 % (в среднем 42,6 %) и кварцевые филлиты – 50–70 % (в среднем 60,3 %) (см. табл. 1). Филлиты характеризуются высоким содержанием K₂O (5–10 %), углеродистого вещества (0,1–1,3 %), присутствием вкраплений и слоев пирита.

Во вкраплениях метазёрен пирита размером до 1 мм в микровключениях диагностированы халькопирит, галенит, сфалерит. Местами встречаются филлиты с вкраплениями таблитчатых кристаллов гематита (спекулярита). В редких прослоях филлиты содержат до 30 % хлорита.

Слюдяные сланцы – породы серого цвета, полосчатые, с лепидогранобластовой микроструктурой (см. рис. 6, *b*). Главные минералы – кварц, биотит, мусковит и гранат; прочие – полевой шпат, магнетит, пирит, хлоритоид, куммингтонит, графит. Распространены двуслюдяные сланцы, но встречаются и монослюдяные кварц-мусковитовые и кварц-биотитовые. Обычный размер зёрен кварца до 0,2 мм, чешуек слюды до 0,1 × 0,2 мм, местами до 1–2 мм. Гранат в слюдяных сланцах представлен идиоморфными порфиробластами размером 0,3–3 мм (см. рис. 6, *c*). Гранат имеет химический состав альмандина (№ 4, 5, 8, 9, 11 в табл. 2). Слюдяные сланцы отличаются от филлитов низким содержанием K_2O (2,1–4,1 %) за счёт меньшей доли слюды в их составе (см. табл. 1).

К минеральной паре гранат – биотит можно применить геотермометр на основе атомного содержания в минералах Mg, Fe, Mn [3].

С учётом микрозондовых определений химического состава минералов для биотитовых сланцев с участка Зогота (№ 4–12 в табл. 2) расчёт температуры даёт значение 500 ± 30 °С (рис. 7). Эта температура соответствует границе эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Показательно, что она ниже температуры 610 °С, вычисленной для гранат-биотитового парагенезиса из образца архейского гнейса с того же участка (№ 2, 3 в табл. 2).

Кварциты – породы белого или серого цвета, массивные или полосчатые. Под микроскопом наблюдается мелкозернистая гетерогранобластовая структура кварцевого агрегата, в котором диагностируются мусковит, микроклин, кальцит, турмалин, циркон, магнетит.

Метапесчаники – породы серого цвета, средне- и крупнозернистые, массивные или с реликтовой осадочной слоистостью (рис. 8, *a*). Под микроскопом видна реликтовая обломочная структура. В обломках вместе с кварцем присутствуют полевые шпаты, а в цементе – серицит, хлорит, циркон, рудный минерал. При усилении метаморфизма песчаников в цементе фиксируется переход тонкозернисто-

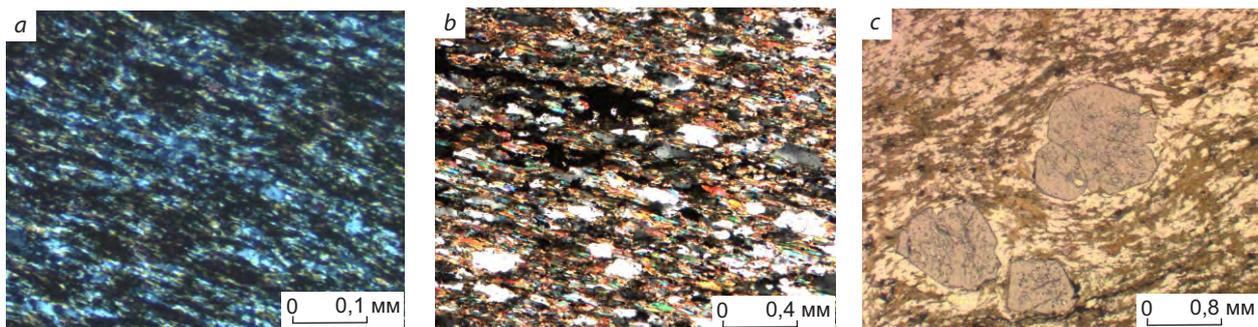


Рис. 6. Прозрачные шлифы под микроскопом:

a – филлит: кварц, серицит, углеродистое вещество (никколи скрещены); *b* – кварц-мусковит-биотитовый сланец с углеродистым веществом (никколи скрещены); *c* – кварц-биотитовый сланец с порфиробластами граната (никколи параллельны)

Fig. 6. Thin sections under the microscope:

a – phyllite: quartz, sericite, carbonaceous matter (nicols are crossed); *b* – quartz-muscovite-biotite schist with carbonaceous pollution (nicols are crossed); *c* – quartz-biotite schist with garnet porphyroblasts (nicols are parallel)



го серицит-кварцевого агрегата (см. рис. 8, *b*) в гранобластовый мусковит-кварцевый (см. рис. 8, *c*). На севере хребта Симанду обнаружены песчаники с литокластами чёрных филлитов (см. рис. 8, *d*), в единичных прослоях найдены кварцевые гравелиты (см. рис. 8, *e*) и филлиты с обломками гранитов (см. рис. 8, *f*). Находки грубообломочных пород в нижней толще серии Симанду свидетельствуют об эрозионном налегании толщи на архейский фундамент.

Итабириты – крепкие, плотные, полосчатые породы кварц-магнетитового состава. В число главных минералов может входить амфибол куммингтонит. Соответственно, выделяются две разновидности: собственно итабириты и амфиболовые итабириты. Цвет полосчатых итабиритов в целом тёмно-серый, в амфиболовых разновидностях с зеленоватым оттенком. Полосчатость в обеих разновидностях чаще всего плоскопараллельная, местами плейчатая с амплитудой складок от нескольких миллиме-

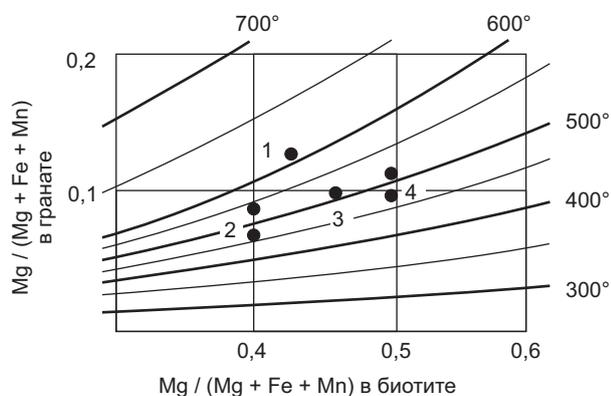


Рис. 7. Положение точек гранат-биотитовых парагенезисов на диаграмме фазового соответствия [3]:

1 – гнейс, обр. 040-052; слюдяные сланцы серии Симанду; 2 – обр. 129-158, 3 – обр. C13-150, 4 – обр. 007-236

Fig. 7. Position of points of garnet-biotite parageneses on the phase diagram [3]:

1 – gneiss, sample 040-052; mica schist of the Simandou series; 2 – sample 129-158, 3 – sample C13-150, 4 – sample 007-236

тров до 1 м (рис. 9). Полосчатость обусловлена чередованием кварцевых и существенно магнетитовых полос. В амфиболовых итабиритах к ним добавляются полосы с амфиболом. Ширина полос варьирует от 0,5 до 5 мм, местами до 20 мм. В редких пластах встречаются крупнопосчатые итабириты с шириной полос 3–10 см. В основе полосчатости итабиритов, вероятно, лежит первично осадочная ритмичная слоистость.

В итабиритах размер зёрен кварца в гранобластовых агрегатах составляет 0,02–0,2 мм (рис. 10, *a*). Магнетит в кварце образует мелкие вкрапления размером около 0,05 мм, а также идиоморфные метазёрна до 0,5 мм (см. рис. 10, *b, c*). Кроме кварца и магнетита, в итабиритах присутствуют куммингтонит до 5–10 %, карбонат до 2 %, пирит до 1 %; в аксессуарах – слюды, гранат, актинолит, хлоритоид, хлорит, плагиоклаз, апатит, гематит, углеродистое вещество. Пирит образует идиоморфные метазёрна размером 0,01–0,1 мм, замещающие магнетит (см. рис. 10, *c*), иногда слагает микрослойки. В микровкраплениях в пирите и кварце диагностированы пирротин, марказит, халькопирит.

В амфиболовых итабиритах к главным минералам добавляется магнезиально-железистый амфибол – куммингтонит. Оптическая диагностика минерала подтверждена его химическим составом (№ 15, 16, 17, 18 в табл. 2). Куммингтонит образует вкрапления в кварцевых полосах и самостоятельные полосы в форме волокнистых и нематобластовых агрегатов с кристаллами длиной 0,01–0,2 мм (см. рис. 10, *c*). На участке Зогота в амфиболовых итабиритах наряду с куммингтонитом встречаются биотит и пироксены – феррогиперстен и геденбергит (№ 19, 20 в табл. 2). Мелкий геденбергит (менее 0,1 мм) слагает отдельные полосы шириной до 1,5 мм. Пироксены отмечаются в порфиробластах размером до 5 мм. Биотит из итабиритов закономерно отличается аномально высоким содержанием FeO 26,9 % по сравнению с биотитом из гнейсов и сланцев 19,9–21,3 % (см. табл. 2). Карбонат встречается спорадически в амфиболовых итабиритах в количестве до 1–2 %. Тонкозернистый каль-

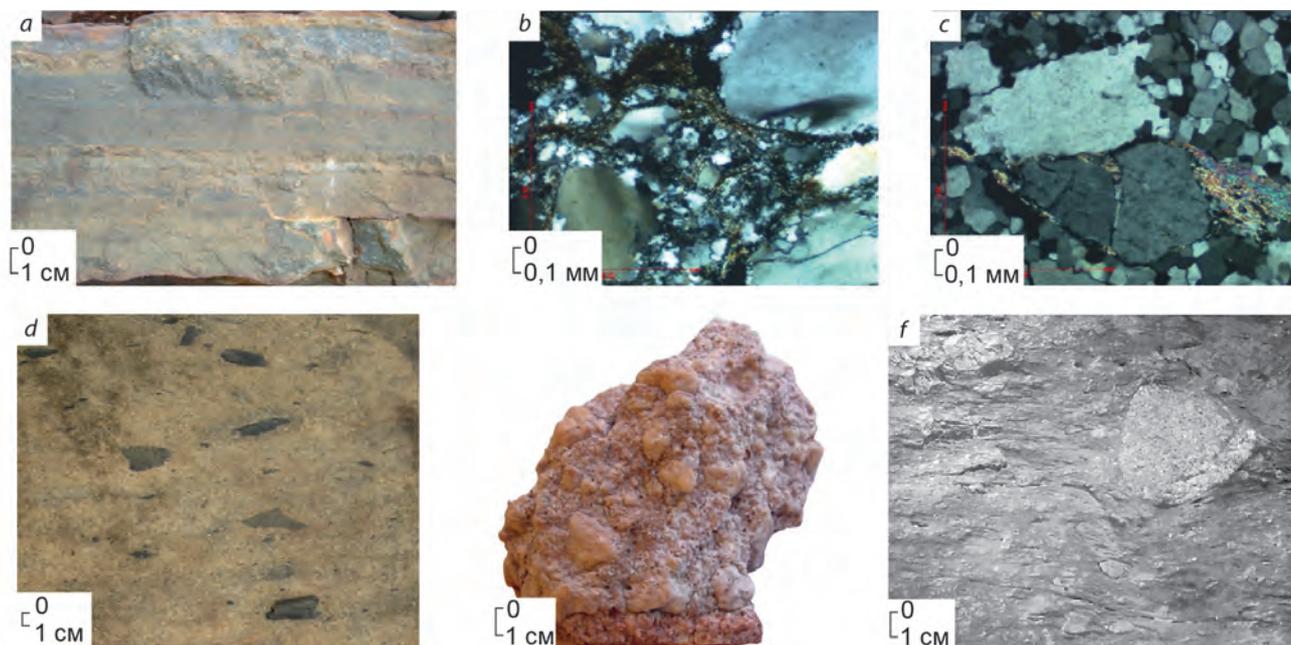


Рис. 8. Обломочные породы серии Симанду:

a – метапесчаник слоистой текстуры; в прозрачных шлифах (никולי скрещены) метапесчаники с крупными обломками кварца, находящимися: *b* – в тонкозернистом серицит-кварцевом цементе, *c* – в гранобластовом агрегате кварца с мусковитом, *d* – литокласты чёрного филлита в метапесчанике, *e* – гравелит, *f* – филлит с обломками гранита

Fig. 8. Clastic rocks of the Simandou series:

a – layered metasandstone; in thin sections (nicols crossed) metasandstones with shortened fragments of quartz, are hosted: *b* – in the fine-grained sericite-quartz matrix, *c* – in a granoblastic aggregate of quartz with muscovite, *d* – black phyllite lithoclasts in metasandstone, *e* – gravelite, *f* – phyllite with granite clasts

цит (менее 0,02 мм) слагает отдельные микрослойки (см. рис. 10, *e*).

Метаморфогенный гематит в итабиритах изредка имеется в аксессуарных количествах в тонкой вкрапленности в кварце (см. рис. 10, *b*). Наблюдаемое в итабиритах частичное псевдоморфное замещение гематитом магнетита (см. рис. 10, *f*) отражает начало гипергенного изменения итабиритов на фронте латеритной коры выветривания.

В итабиритах постоянно встречаются позднеметаморфогенные секущие кварцевые прожилки мощностью до 5–10 мм, протяжённостью до десятков сантиметров (см. рис. 9, *f*). В редких коротких просечках мощностью до 1 мм содержатся магнетит, пирит, кальцит, хлорит. Какой-либо другой заметной гидро-

термально-прожилковой минерализации не наблюдалось.

Химический состав неизменённых итабиритов определяют два компонента: общее железо (Fe_2O_3) 50–56 % и кремнезём (SiO_2) 47–40 % (см. табл. 1). В сумме они составляют 93–97 %. Состав амфиболовых итабиритов дополняют MgO 2,1–3,3 % и CaO 1,3 %. Итабириты обеих разновидностей в незначительном количестве содержат (в %): $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 1$, $\text{CO}_2 \leq 1$, $\text{S} \leq 0,3$, $\text{K}_2\text{O} \leq 0,3$, $\text{Na}_2\text{O} \leq 0,2$, $\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,2$.

Минеральный состав итабиритов установлен с помощью исследований под микроскопом и рентгенофазовым анализом штучных проб. Химический состав породообразующих минералов определён электронно-зондовым микроанализом (см. табл. 2). На этой основе

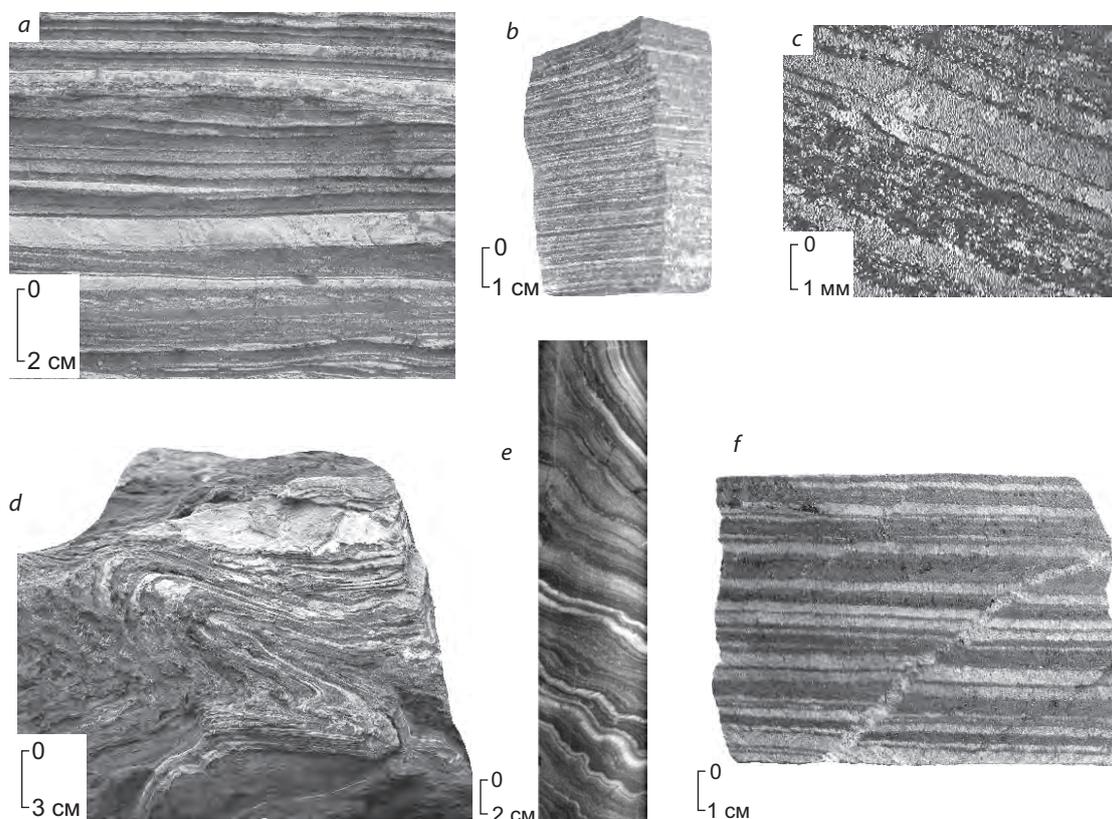


Рис. 9. Полосчатая текстура итабиритов:

a – плоскопараллельная средняя; *b* – плоскопараллельная тонкая; *c* – тонкая в прозрачном шлифе; *d* – пloyчатая в обнажении; *e* – пloyчатая в кернах; *f* – пересекается светлым кварцевым прожилком

Рис. 9. Полосчатая текстура итабиритов:

a – plane-parallel medium ; *b* – plane-parallel thin; *c* – thin in a transparent slot; *d* – flattened in the outcrop; *e* – flattened in the core; *f* – intersected by a light quartz vein

проведён пересчёт среднего химического состава итабиритов с разных участков (см. табл. 1) на средний минеральный состав пород (табл. 4). Минеральный состав выглядит по-разному в массовых и объёмных процентах из-за резкого различия плотности главных минералов: у кварца – 2,65 г/см³, магнетита – 4,9–5,2 г/см³. По этой причине при визуальном наблюдении фиксируется преобладание в итабиритах кварца (40–64 об. %) над магнетитом (39–27 об. %), а в составе в массовых процентах преобладает магнетит.

Содержание в итабиритах комплекса микроэлементов (Pb, Rb, Sr, Ba, Zr, Y, Nb) понижено по сравнению с алюмосиликатными

породами (см. табл. 3). В итабиритах фиксируются повышенные концентрации Sc (35 г/т) и Ge (7 г/т). Низкое содержание K ($\leq 0,3$ %), U и Th (< 1 г/т) обуславливает пониженную радиоактивность итабиритов, выраженную в аэрогаммаспектрометрическом поле. Благодаря аномально высокой магнитной восприимчивости (от 300 до 1040) в аэромагнитном поле итабириты отчётливо выделяются положительными аномалиями. Объёмная масса итабиритов варьирует в диапазоне 3,1–3,8 т/м³, в среднем составляет 3,4 т/м³.

Возраст метаморфических серий Симанду и Нимба не имеет надёжных изотопных определений. Нижний предел связывают с диапа-

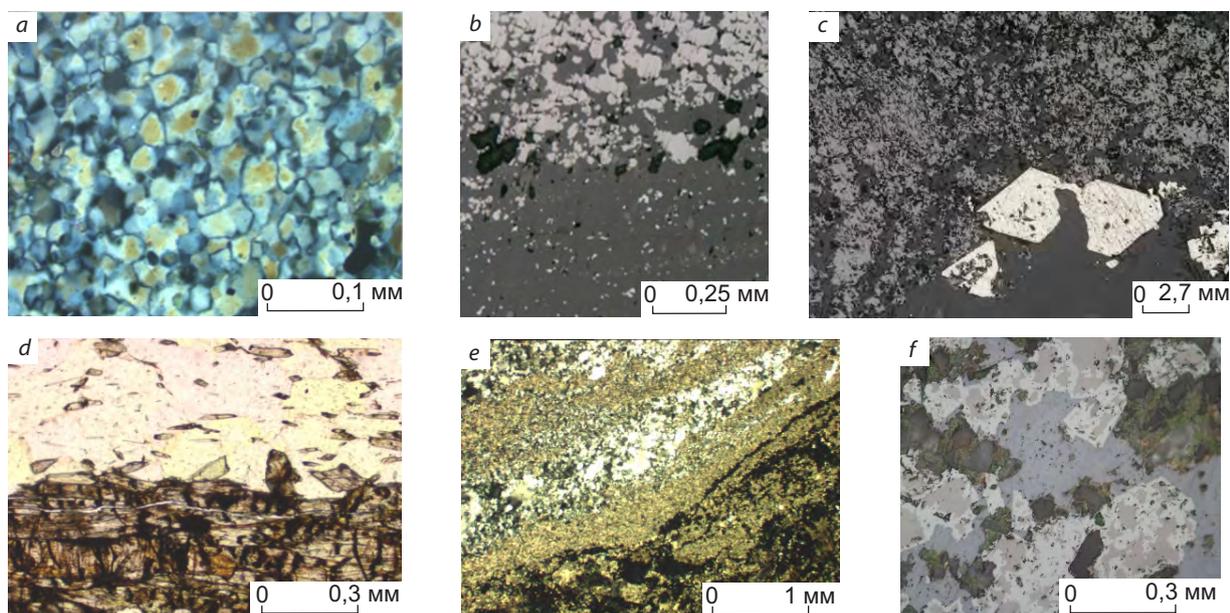


Рис. 10. Итабириты под микроскопом:

a – гранобластовый агрегат кварца (прозрачный шлиф, николи скрещены); *b* – полоса магнетита с кварцем (светлая сверху) и полоса кварца (тёмная внизу) с мелкими включениями гематита (светлое) (полированный шлиф); *c* – в кварце (тёмно-серое) мелкие включения магнетита (серое) и идиоморфные метазёрна пирита (белое) (полированный шлиф); *d* – две полосы: кварцевая с включениями куммингтонита (вверху светлая) и куммингтонитовая (внизу) (прозрачный шлиф, николи параллельны); *e* – чередование полос кварца (белое), микрозернистого карбоната (светло-коричневое) и магнетита (чёрное) (прозрачный шлиф, николи скрещены); *f* – идиоморфные кристаллы магнетита (серое) частично замещены гематитом-мартитом (светло-серое) (полированный шлиф)

Fig. 10. Itabirite under the microscope:

a – granoblastic aggregate of quartz (thin section, nicols crossed); *b* – a band of magnetite with quartz (light at the top) and a band of quartz (dark at the bottom) with small inclusions of hematite (light) (polished section); *c* – in quartz (dark gray) small inclusions of magnetite (gray) and euhedral pyrite metagrain (white) (polished section); *d* – two bands: quartz with inclusions of cummingtonite (light at the top) and cummingtonite (below) (thin section, nicols are parallel); *e* – alternation of quartz bands (white), microgranular carbonate (light brown) and magnetite (black) (thin section, nicols crossed); *f* – idiomorphic crystals of magnetite (gray) partially replaced by hematite-martite (light gray) (polished section)

зоном 2,87–2,62 млрд лет, полученным U-Pb методом по циркону из мономинеральных кварцитов хребтов Симанду и Нимба [5, 16]. Однако или проанализированные цирконы могут быть обломочными, или опробованы были кварциты из окружающего позднеархейского фундамента. Учитывая более низкий метаморфизм и структурное несогласие серий Симанду и Нимба с архейским фундаментом,

предполагается раннепротерозойский возраст серий в интервале 2,5–2,1 млрд лет [13]. В этот интервал попадает датировка 2,20 млрд лет, полученная Rb-Sr методом по слюдистому филлиту из серии Нимба [12].

Авторы попытались датировать серию Симанду изотопным Sm-Nd методом. На участке Зогота вблизи северо-западного контакта с итабиритами были отобраны две штуфные пробы



гранат-биотитовых сланцев (F 3268, F 3260). Гранаты и валовая проба проанализированы в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре Sector-54. Пробы не аппроксимируются прямой линией на изохронном графике, что не позволяет достоверно оценить их возраст. Тем не менее авторы сочли необходимым привести результаты изотопного анализа (табл. 5).

Поздний магматизм. Складчатые породы серии Симанду пересекаются дайками гранитных пегматитов и долеритов. На участке Зогота пегматиты среди итабиритов образуют продольные вертикальные дайки мощностью 0,1–2 м и протяжённостью до 3 км (рис. 11, а; см. рис. 4). Крупнозернистые породы состоят из полевых шпатов ($K_2O > Na_2O$), кварца, мусковита, турмалина. Размер листов мусковита местами составляет 2–4 см. Послескладчатые дайки пегматитов можно связывать с проявлением эбурнейского гранитоидного магматизма.

Долериты в районе слагают дайки и траппы. Дайки распространены повсеместно среди архейских гнейсов и нижней кварцит-сланцевой толщи серии Симанду. Их мощность достигает 100 м, протяжённость 1–3 км. Траппы в рельефе занимают изолированные холмы и горные гряды, где слагают платообразные тела мощностью 50–250 м. Видимо, это эрозионные останцы некогда гораздо более обширных субгоризонтальных тел (лавовых

покровов или силлов) мезозойской трапповой формации [15]. Траппы залегают на разных породах, в том числе на итабиритах. Внутри траппов проявлена грубая горизонтальная отдельность (см. рис. 11, б). Долериты представлены тёмно-серыми массивными мелкозернистыми породами (менее 1 мм в дайках и до 3 мм в траппах) офитовой микроструктуры. Состав пород плагиоклаз-пироксеновый с титаномagnetитом, оливином и апатитом. В химическом составе долеритов обращает на себя внимание высокое содержание TiO_2 – 2,4–3,4 % (см. табл. 1). В коре выветривания долериты изменяются слабо, покрываясь тонкой коркой гидроксидов железа.

Разломная тектоника разной природы, в том числе контролирующая дайковый магматизм, в условиях недостаточной обнажённости территории достоверно нерасшифрована. В обнажениях и керне иногда документируются маломощные (до 1 м) тектонические брекчии, однако они не прослежены по простиранию. Представление о широком проявлении надвиговых структур в пределах серии Симанду [13] остаётся гипотетичным.

Заключение. На юго-востоке Гвинеи вдоль окраины Леоно-Либерийского архейского кристаллического массива (кратона) протягивается меридиональный пояс метаморфических пород нижнепротерозойской серии (группы) Симанду. Эти породы среди архейского гра-

Табл. 4. Средний расчётный минеральный состав итабиритов (в числителе – мас. %, в знаменателе – об. %)

Table 4. Average calculated mineral composition of itabirite (wt%/vol%)

Участок	Порода	Магнетит	Кварц	Куммингтонит	Геденбергит	Слюда	Кальцит
Северный Симанду (Гафф и др.)	Итабирит	$\frac{55}{39}$	$\frac{40}{55}$	$\frac{2,5}{3}$		$\frac{1,5}{2}$	
	Амфиболовый итабирит	$\frac{47}{33}$	$\frac{31}{42}$	$\frac{15}{16,5}$		$\frac{4}{5}$	$\frac{2}{2,5}$
Пик-де-Фон	Итабирит	$\frac{51}{35}$	$\frac{48}{64}$	$\frac{0,5}{0,5}$		$\frac{0,5}{0,5}$	
Зогота	Итабирит	$\frac{52}{37}$	$\frac{36}{50}$	$\frac{6}{6}$	$\frac{2}{2,5}$	$\frac{3}{3,5}$	
	Амфиболовый итабирит	$\frac{39}{27}$	$\frac{30}{40}$	$\frac{24}{25}$	$\frac{5}{6}$	$\frac{1}{1}$	

Табл. 5. Изотопный состав самария и неодима гранат-биотитовых сланцев серии Симанду (участок Зогота)

Table 5. Isotope composition of Sm and Nd in garnet-biotite schist of the Simandou series (Zogota area)

Шифр пробы	Объект анализа	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$
F 3268	Гранат	0,209	3,82	$0,0331 \pm 4$	$0,511661 \pm 10$
F 3260	Гранат	2,72	6,87	$0,2400 \pm 4$	$0,512797 \pm 10$
F 3260	Вал.	0,372	15,2	$0,0147 \pm 4$	$0,511086 \pm 10$

нило-гнейсового фундамента слагают узкую, протяжённую, сложно построенную синклинальную структуру.

Серия Симанду включает две толщи. Верхняя (мощностью до 220–450 м) слагает ядра синклиналей, её образуют итабириты – кварц-магнетитовые породы полосчатой железисто-кремнистой формации (BIF). Итабириты содержат прослой филлитов. Протолитом верхней толщи, вероятно, является ритмично-слоистый железооксидно-кремнистый осадок хемогенной

природы с прослоями глин. Нижняя подстилающая толща (мощность до 400–500 м) сложена метатерригенными породами (метапесчаниками, кварцитами, слюдяными сланцами, филлитами). Протолит толщи – сероцветная мелкообломочная псаммит-пелитовая формация.

В серии Симанду в пределах локальных участков картируются значительные латеральные изменения мощности серии в целом, отдельных её пачек и прослоев. При этом в нижней толще в мощных разрезах преобладают метапелиты, а в маломощных – метасаммиты. Вместе с присутствием грубообломочных пород в базальной части нижней толщи это указывает на терригенное осадконакопление переменной мощности в условиях близости береговых линий. Бассейн осадконакопления мог представлять собой узкий линейный водоём рифтогенного типа без заметного проявления вулканизма и осадочного карбонатообразования.

Степень метаморфизма пород серии Симанду изменяется от фации зелёных сланцев в северной половине хребта Симанду до эпидот-амфиболитовой на его южном окончании (участки Бригаду – Зогота). Среди итабиритов по вещественному составу выделяются две разновидности – кварц-магнетитовые (собственно итабириты) и амфибол-кварц-магнетитовые (амфиболовые итабириты). Залежи богатых железных руд слагают латеритную кору выветривания по итабиритам, в которой выделяются две главные зоны: нижняя – рыхлых порошковатых гематитовых (мартитовых) руд и верхняя – крепких гематит-гётитовых руд.

Близкий аналог серии Симанду в регионе – метаморфическая серия Нимба, распро-

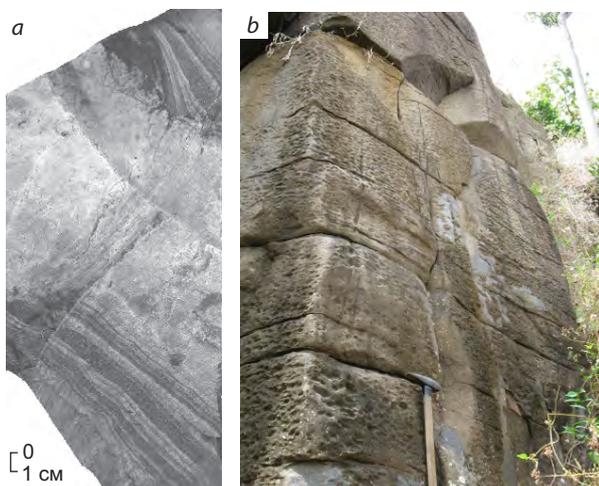


Рис. 11. Поздние магматические породы:

a – в керне в полосчатом итабирите маломощная жила пегматита; *b* – в обнажении вертикальная стенка долеритового траппа с горизонтальной отдельностью (Зогота)

Fig. 11. Late igneous rocks:

a – in a drill core in banded itabirite, a thin vein of pegmatite; *b* – in the outcrop, vertical wall of dolerite trapps with horizontal joint (Zogota)



странённая в пределах хребта Нимба на крайнем юго-востоке Гвинеи и прилегающей территории Либерии (см. рис. 1, а). По данным [4], породы серии Нимба среди гнейсов и гранитогнейсов архейского фундамента слагают синклиналию размером 60 × 25 км. Породы серии метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В обобщённом разрезе серии выделяют (снизу вверх): белые мономинеральные кварциты с прослоями кварцевых конгломератов – 100–300 м; тела полосчатых и массивных ортоамфиболитов – 0–200 м; двуслюдяные, графитовые и актинолитовые сланцы, филлиты – 50–300 м; магнетитовые итабириты тонко-

зернистые (0,02–0,1 мм) с ленточно-полосчатой текстурой – 350–600 м. По итабиритам развит плащ гипергенных крепких лимонитовых и рыхлых мартитовых руд.

Следует заметить, что в серии Симанду в отличие от серии Нимба амфиболиты и иные зеленокаменные породы (индикаторы основного палеовулканизма) не имеют распространения. Обращаясь к классификации полосчатых железистых формаций [11], можно констатировать, что в их ряду серия Симанду занимает своеобразное место, отличаясь от формаций сьюпириорского типа отсутствием карбонатных пород, а от алгомского типа – отсутствием зеленокаменных пород (амфиболитов).

Список литературы

1. Дерюгин Ю. Н. Геология архея Гвинеи. – М. : Альфа-Принт, 2003. – 142 с.
2. Мамедов В. И., Чаусов А. А., Оконов Е. А., Макарова М. А., Боева Н. М. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть I: общие сведения // Геология рудных месторождений. – 2020. – Т. 62, № 2. – С. 178–192. – DOI: 10.31857/S0016777020020021.
3. Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. – М. : Наука, 1970. – 392 с.
4. Bering D. Evaluation de l'inventaire des ressources minérales de Guinée – Etude / Direction nationale de la recherche géologique et minière (Conakry). – Hannover : BGR, 1998. – 109 p.
5. Billa M., Feybesse J. L., Bronner G., Lerouge C., Milesi J. P., Traore S., Diaby S. Banded ferruginous quartzite formations of the Nimba and Simandou ranges: tectonically stacked units on an Archean plutonic «basement» (Kenema-Man craton), during the Eburnean orogeny, Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences // Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes. – 1999. – № 329. – P. 287–294.
6. Cope I. L., Wilkinson J. J., Herrington R. J., Haris C. J. Geology and Mineralogy of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa // Institution of Mining and Metallurgy. Spec. Publ. Ser. – 2005. – № 8. – P. 43–48.
7. Cope I. L., Wilkinson J. J., Boyce A. J., Chapman J. B., Herrington R. J., Harris C. J. Genesis of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa // Society of Economic Geologists. Reviews. – 2008. – V. 15. – P. 339–360.
8. Deckart K., Feraud G., Bertrand H. Age of Jurassic Continental Tholeiites of French Guyana, Surinam, and Guinea: Implications for the Initial Opening of the Central Atlantic Ocean // Earth and Planetary Science Letters. – 1997. – V. 150. – P. 205–220.
9. Godfriaux I., Lamotte M., Rougerie G. La série stratigraphique du Simandou (Guinée française), Comptes Rendus Acad. Sci. – 1957. – V. 245, № 25.
10. Goloubinow R. Géologie et ressources en or du nord-est de la Guinée Française, Thèse pour Obtenir le Titre de Docteur (Univ. Nancy, 1936).
11. Gross G. A. A classification of iron formations based on depositional environments // The Canadian Mineralogist. – 1980. – V. 18. – P. 215–222.
12. Hedge C. E., Marvin R. F., Naeser C. W. Age provinces in the basement rocks of Liberia // U. S. Geological Survey Journal of Research. – 1975. – V. 3, № 4. – P. 425–429.
13. Mamedov V. I., Bouféev Y. V., Nikitine Y. A. Géologie de la République de Guinée / Ministère des Mines et de la Géologie République de Guinée ; GEOPROSPECTS Ltd ; Université d'état de Moscou Lomonossov (Faculté De Géologie). – Conakry – Moscou : Aquarel, 2010. – 326 p.
14. Obermuller A., Roques M. Discordance de la Série antécambrienne du Simandou sur les Gneiss de Guinée (A. O. F.) // Comptes rendus de l'Académie



des Sciences. – 1946. – V. 223. – № 26. – P. 1163–1164.

15. Skinner E. M. W., Apter D. B., Morelli C., Smithson N. K. Kimberlites of the Man Craton, West Africa // *Lithos*. – 2004. – V. 76. – P. 233–259.

16. 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

- Deryugin Yu. N. Geologiya arkheya Gvinei [Geology of the Archaea of Guinea], Moscow, Alfa-Print Publ., 2003, 142 p.
- Mamedov V. I., Chausov A. A., Okonov E. A., Makarova M. A., Boeva N. M. Krupneishaya v mire boksitonosnaya provintsiya Futa Dzhalon-Mandingo (Zapadnaya Afrika). Chast' I: obshchie svedeniya [The world's largest bauxite-bearing province is Futa Jalon-Mandingo (West Africa). Part I: General information], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii* [Geology of Ore Deposits], 2020, V. 62, No 2, pp. 178–192, DOI: 10.31857/S0016777020020021. (In Russ.).
- Perchuk L. L. Ravnovesiya porodoobrazuyushchikh mineralov [Equilibria of rock-forming minerals], Moscow, Nauka Publ., 1970, 392 p.
- Bering D. Evaluation de l'inventaire des ressources minérales de Guinée – Etude [Evaluation of the inventory of Guinea's mineral resources – Study], Direction nationale de la recherche géologique et minière (Conakry), Hannover, BGR, 1998, 109 p.
- Billa M., Feybesse J. L., Bronner G., Lerouge C., Milesi J. P., Traore S., Diaby S. Banded Ferruginous Quartzite Formations of the Nimba and Simandou Ranges: Tectonically Stacked Unites on an Archean Plutonic “Basement” (Kenema-Man Craton), during the Eburnean Orogeny *Comptes Rendus de Académie des Sciences* [Banded Ferruginous Quartzite Formations of the Nimba and Simandou Ranges: Tectonically Stacked Unites on an Archean Plutonic “Basement” (Kenema-Man Craton), during the Eburnean Orogeny, *Comptes Rendus de Académie des Sciences*, *Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 1999, V. 329, pp. 287–294. (In French).
- 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, *Institution of Mining and Metallurgy. Spec. Publ. Ser.*, 2005, No 8, pp. 43–48.
- Cope I. L., Wilkinson J. J., Boyce A. J., Chapman J. B., Herrington R. J., Harris C. J. Genesis of the Pic de Fon Iron Oxide Deposit, Simandou Range, Republic of Guinea, West Africa – Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore, *Society of Economic Geologists. Reviews*, 2008, V. 15, pp. 339–360.
- Deckart K., Feraud G., Bertrand H. Age of Jurassic Continental Tholeiites of French Guyana, Surinam, and Guinea: Implications for the Initial Opening of the Central Atlantic Ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, V. 150, pp. 205–220.
- Godfriaux I., Lamotte M., Rougerie G. La série stratigraphique du Simandou (Guinée française) [The stratigraphic series of Simandou (French Guinea)], *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 1957, V. 245, No 25. (In French).
- Goloubinow R. Géologie et ressources en or du nord-est de la Guinée Française, Thèse pour Obtenir le Titre de Docteur [Geology and gold resources of the north-east of French Guinea, Thesis for Obtaining the Title of Doctor] (Univ. Nancy, 1936).
- Gross G. A. A classification of iron formations based on depositional environments, *The Canadian Mineralogist*, 1980, V. 18, pp. 215–222.
- Hedge C. E., Marvin R. F., Naeser C. W. Age provinces in the basement rocks of Liberia, U. S. *Geological Survey Journal of Research*, 1975, V. 3, No 4, pp. 425–429.
- Mamedov V. I., Boufféev Y. V., Nikitine Y. A. Géologie de la République de Guinée [Geology of the Republic of Guinea], *Ministère des Mines et de la Géologie République de Guinée; GEOPROSPECTS Ltd; Université d'état de Moscou Lomonossov (Faculté De Géologie)*, Conakry – Moscou, Aquarel Publ., 2010, 326 p.
- Obermuller A., Roques M. Discordance de la Série antécambrienne du Simandou sur les Gneiss de Guinée (A. O. F.) [Discrepancy of the antecambrienne Series of the Simandou on the Guinea Gneiss (A. O. F.)], *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 1946, V. 223, No 26, pp. 1163–1164.
- Skinner E. M. W., Apter D. B., Morelli C., Smithson N. K. Kimberlites of the Man Craton, West Africa, *Lithos*, 2004, V. 76, pp. 233–259.
- 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.



Авторы

Болонин Александр Васильевич

кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник ¹
bolonin@tsnigri.ru

Мамедов Владимир Ибрагимович

кандидат геолого-минералогических наук

Мызников Игорь Константинович

кандидат геолого-минералогических наук
сотрудник ²
myznikov@inbox.ru

¹ ФГБУ «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов», г. Москва, Россия

² Geoprospects Ltd, г. Сангареди, Гвинейская Республика

Authors

Alexander V. Bolonin

PhD
Senior Researcher ¹
bolonin.a@inbox.ru

Vladimir I. Mamedov

PhD

Igor K. Myznikov

PhD
employee ²
myznikov@inbox.ru

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

²GEOPROSPECTS Ltd Silidara district, Driving directions, city of Sangarédi, Boke prefecture Sangarédi, Republic of Guinea

Особенности минералогии руд южного фланга золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское (Южная Камчатка)

Mineralogy of the ores on the southern flank of the Mutnovskoe gold-silver-polymetallic deposit (Southern Kamchatka)

Шишканова К. О., Округин В. М.,
Философова Т. М.

Shishkanova K. O., Okrugin V. M.,
Philosofova T. M.

Мутновское месторождение – один из крупнейших и наиболее перспективных объектов Южно-Камчатского горнорудного района. В пределах главной жильной зоны Определяющая выделены северный и южный фланги, сложенные малосульфидным (золото-серебряным) и сульфидно-полиметаллическим (золото-серебро-полиметаллическим) типами руд соответственно. Приведены результаты комплексных минералого-геохимических исследований золото-серебро-полиметаллических руд южного фланга месторождения. Рассмотрены особенности текстур и структур, минерального и химического составов, генезиса руд, а также формы нахождения благородных и цветных металлов. Охарактеризованы типоморфные особенности пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклых руд, теллуридов Au, Ag, Pb, Bi, самородного золота, сульфосолей Bi, Se, Ag. Выделены пирит-сфалерит-кварцевая, сфалерит-галенит-кварцевая, халькопирит-блеклорудная минеральные ассоциации. Определены температура и состав рудообразующих растворов.

Ключевые слова: Камчатка, Мутновское, рудообразование, пирит, сфалерит, блеклые руды, золото, серебро, теллуровисмутит, тетрадимит, беррийит.

The Mutnovskoe deposit is one of the largest and most prospective ore deposits in South Kamchatka. The northern and southern flanks within the main veining zone Opredelyayushchaya, composed of low-sulfide (gold-silver) and sulfide-polymetallic (gold-silver-polymetallic) types of ores, respectively, are distinguished. The paper presents the results of the complex mineralogical and geochemical studies of the gold-silver-polymetallic ores of the southern flank of the deposit. Features of textures and structures, mineral, chemical compositions and genesis of the ores, as well forms of precious and base metals occurrences are shown. Typomorphic features of pyrite, sphalerite, galena, chalcopryrite, tennantite-tetrahdrite, Au, Ag, Pb and Bi tellurides, native gold, Bi, Se and Ag sulfosalts are characterized. The pyrite-sphalerite-quartz, sphalerite-galena-quartz, and chalcopryrite-tennantite-tetrahedrite mineral associations are distinguished. The temperatures and composition of ore-forming solutions are shown.

Keywords: Kamchatka, Mutnovskoe, ore formation, pyrite, sphalerite, tennantite-tetrahedrite, gold, silver, tellurobismutite, tetradimite, berryite.

Для цитирования: Шишканова К. О., Округин В. М., Философова Т. М. Особенности минералогии руд южного фланга золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское (Южная Камчатка). Руды и металлы. 2022. № 3. С. 78–100. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10018.

For citation: Shishkanova K. O., Okrugin V. M., Philosofova T. M. Mineralogy of the ores on the southern flank of the Mutnovskoe gold-silver-polymetallic deposit (Southern Kamchatka). Ores and metals, 2022, № 3, pp. 78–100. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10018.



Эпитермальные месторождения вошли в число ведущих источников золота и серебра во второй половине XX века. Такие объекты широко развиты в пределах Тихоокеанского Огненного кольца. На сегодняшний день Камчатский край – один из наиболее перспективных горнорудных районов России, что во многом связано с наличием эпитермальных золото-рудных месторождений класса lowsulfidation, локализованных в четырёх разновозрастных вулканических поясах северо-западной части зоны перехода континент-океан и вулканических дугах Японии – от Охотско-Чукотского мел-палеогенового до Восточно-Камчатского плейстоцен-четвертичного.

К числу перспективных комплексных золото-серебро-полиметаллических рудных объектов относится Мутновское вулканогенное гидротермальное жильное месторождение. Это один из крупнейших рудных объектов Камчатского края, расположенный в пределах Южно-Камчатского плейстоцен-четвертичного вулканического пояса. Его прогнозные ресурсы составляют более 10 т золота, до 5–10 тыс. т серебра [8, 13, 16, 17].

Регулярные исследования Камчатки были начаты ещё в 30-е гг. XX века. В 1932 г. краевед П. А. Новограбленов опубликовал «Атлас вулканов Камчатки», где дал сведения о 19 действующих вулканах. В 1935 г. на полуострове была создана академическая служба наблюдений за действующими вулканами [3]. В 1950–1970 гг. на Камчатке проведены крупномасштабные геологические, гидрогеологические, геофизические и другие виды исследований. Месторождение Мутновское известно с 1962 г., но интенсивные поисково-разведочные работы в районе Южной Камчатки выполнены только в 70-е гг. И в 1973 г. в пределах Мутновско-Асачинского вулканогенно-рудного центра сотрудником ИВиС ДВО РАН Е. А. Вакиным впервые описаны и опробованы кварцевые жилы в верховьях р. Мутновская [4]. В последующие годы на площади месторождения осуществлены поисково-разведочные работы, включающие проходку канав, траншей и скважин. Было уточнено геологическое строение, выявлены геолого-структурная позиция оруденения, оконтурены и

опробованы рудные тела. В это же время сотрудниками ИВиС ДВО РАН, ЦНИГРИ проведены специальные минералогические исследования, по результатам которых были подготовлены отдельные статьи и публикации, а также отчёты коллективов сотрудников геологоразведочных экспедиций ПГО «Камчатгеология» [11].

В 80–90-е гг. на месторождении выполнены тематические работы по комплексному изучению золото-серебро-полиметаллического оруденения, позволившие интерпретировать структурную позицию и возраст продуктивной минерализации Южной Камчатки [18]. В 1992 г. Постановлением главы администрации Камчатской области объявлен международный конкурс предложений на право разведки и эксплуатации группы золоторудных месторождений юга Камчатки, куда вошло и Мутновское. Но в связи с ухудшением экономической и социальной обстановки в регионе данная работа так и не была начата [7]. За всё время поисково-разведочных работ на месторождении в 70–80-х гг. пробурено более 20 скважин общей протяжённостью более 10 000 м, а также пройдены многочисленные канавы и траншеи [16, 23].

В начале 2000-х гг. предприняты попытки возобновить геологические работы на месторождении Временным творческим коллективом (ВТК) по Трудовому соглашению с ООО «СТЭППС ИСТ» в соответствии с геологическим заданием, главной целью которых стали обоснование и разработка временных разведочных кондиций для подсчёта запасов мало-сульфидных золото-серебряных руд [19].

В основу данной публикации положены результаты многолетних исследований сотрудников лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН (70–90-е гг. XX и 2000-е гг. XXI веков). Авторы пользовались коллекциями, собранными в ходе тематических научно-исследовательских хозяйственных работ с ОАО «Камчатгеология» в 70–80-х гг. и контрольно-ревизионных маршрутов в 2005 и 2010 гг.

В работе представлена коллекция каменного материала из канав, траншей, керн буровых скважин. Методы исследований: оптиче-

ская микроскопия, рентгенофлуоресцентный (РФА), спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП), рентгеноспектральный анализ, сканирующая электронная микроскопия, термобарогеохимия. В лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский) проанализированы текстурно-структурные особенности и вещественный состав руд, проведены микротермометрические исследования флюидных включений. Для изучения минералогическо-петрографических особенностей применялись прецизионные автоматизированные микроскопы Axioskop 40, SteREO Discovery V12 (Carl Zeiss), Eclipse LV 100 pol (Nikon). Составы рудных минералов определялись с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора Camebax 244 с четырьмя волновыми и одним энергетическим спектрометрами и приставкой Inca Oxford Instruments. Условия съёмки: тонко сфокусированный пучок электронов (1,5–5,0 мкм), ускоренных до 25 кэВ, суммарный ток 25–50 нА. Микроморфология, микроструктура, степень однородности-неоднородности минералов исследовались на приборе Vega 3 Tescan с энергодисперсионным и волновым спектрометрами X-tax с площадью кристалла 50 мм². Измерения проводились при высоком вакууме 2,9–0,9^{e-005} мбар, фокусном расстоянии 15 мм, ускоряющем напряжении 20 кВ, токе пучка 917 пА. Для анализа использовалось программное обеспечение AZtec Oxford Instruments версии 3,1.

Микротермометрические исследования флюидных включений выполнены при помощи комплекса оборудования, созданного на основе поляризационного микроскопа Eclipse LV 100 pol (Nikon), совмещённого с блоком обработки и визуализации, термокриостолика THMSG 600 (Linkam), позволяющего осуществлять измерения в интервале температур -196...+600 °С.

Мутновское отнесено к комплексному золото-серебро-полиметаллическому месторождению с общей площадью территории 10 км². Оно находится в 60 км к юго-западу от краевого центра – г. Петропавловск-Камчатский, между Родниковым эпитептермальным золото-

серебряным и Северо-Мутновским парогидротермальным месторождениями, в верхнем течении р. Мутновская и её притоков – ручьёв Жёлтый, Рудный, Августовский (рис. 1). Территория сравнительно хорошо изучена, отличается развитой дорожной сетью, которая соединяет г. Петропавловск-Камчатский с Мутновским геотермальным комплексом мощностью 62 мВт и Асачинским ГОКом.

В структурном отношении месторождение приурочено к Мутновско-Асачинскому вулканогенно-рудному металлогеническому центру магматической и гидротермальной деятельности, продолжающейся с миоцена по настоящее время [2, 14, 17, 22]. Район месторождения характеризуется интенсивной вулканической и гидротермальной деятельностью, представляет собой долгоживущий центр эндогенной активности, начавшейся в олигоцене и продолжающейся по сегодняшнее время [9, 10]. Здесь сконцентрированы действующие вулканы Мутновский, Горелый и разнообразные по составу, масштабу и возрасту гидротермальные системы.

Основная рудовмещающая структура месторождения – Жировской палеовулкан позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста, располагающийся на пересечении субмеридионального отрезка Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов с Мутновским глубинным разломом северо-восточного простирания [13, 17].

В геологическом строении месторождения участвуют кайнозойские вулканы трёх структурных ярусов: дорудного, рудоносного и пострудного (см. рис. 1).

Дорудный комплекс объединяет олигоцен-миоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования жировской, ахотенской, мутновской толщ, асачинской свиты и алнейской серии. Вулканогенные образования представлены породами среднего и кислого составов (андезитами, андезибазальтами, дацитами), вулканогенно-осадочные – туфами различной разновидности и состава.

Рудоносный комплекс представлен плиоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями Жировского палеовулкана алней-



ской серии (базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, туфопесчаники).

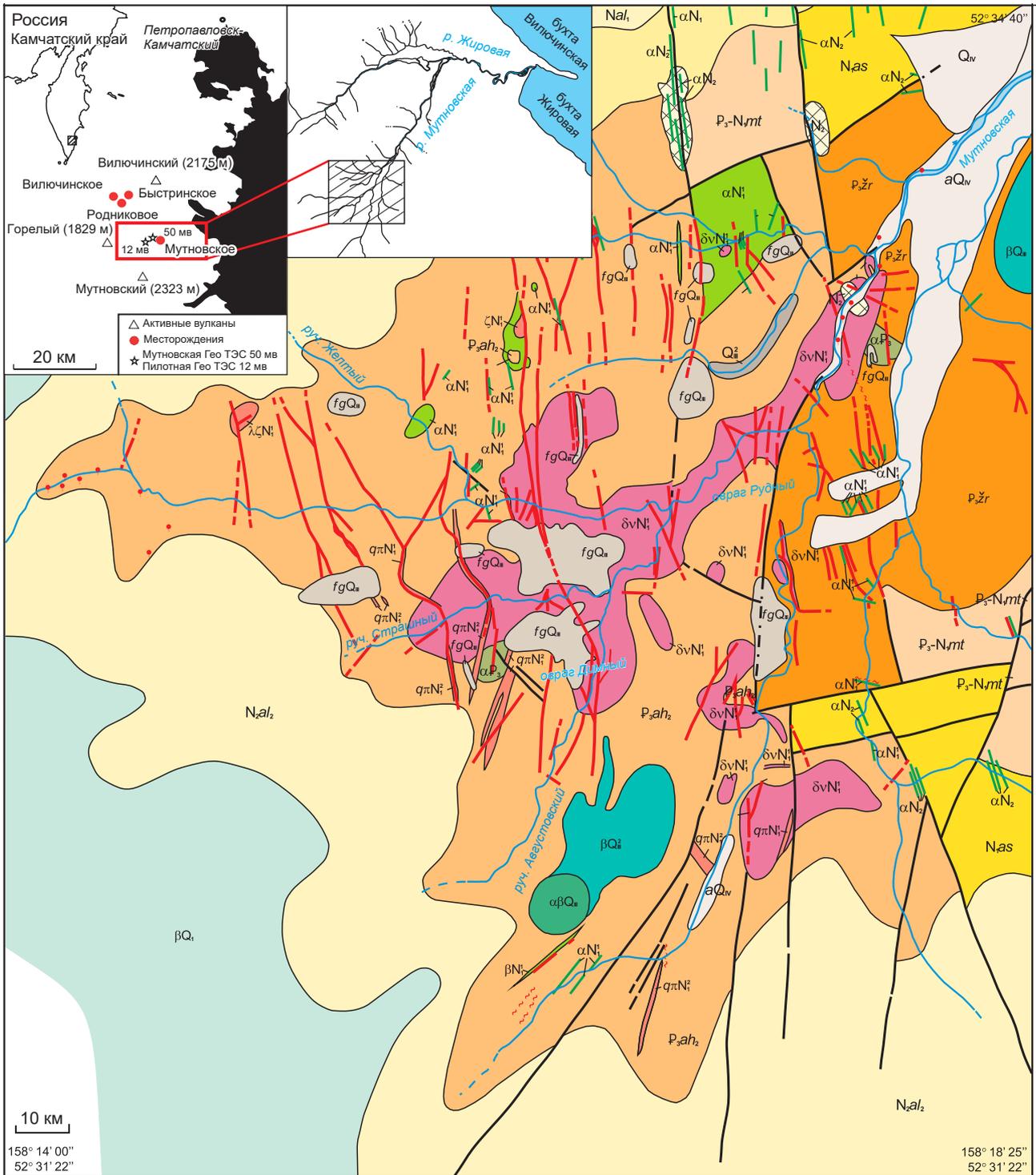
Пострудный комплекс сложен плейстоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями (базальты, андезибазальты, их туфы) и современными голоценовыми отложениями. Водно-ледниковые образования развиты локально на плоских водоразделах левых притоков р. Мутновская и представлены суглинками, супесями, песчано-гравийно-галечным материалом с валунами [1, 17, 19].

Интрузивные образования, достаточно широко развитые в пределах месторождения, характеризуются четырьмя комплексами: олигоценным, миоценовым, плиоценовым, четвертичным. По форме залегания это субвулканические тела, дайки, силлы, трубки взрыва. Олигоценные образования сложены брекчированными андезитами, миоценовые – интрузиями диоритов, габбродиоритов, дайками диоритов, кварцевых диоритов, андезитов, базальтов кварцевых порфиров, плиоценовые – дайками андезитов, трубками взрыва андезитов, андезибазальтов, агломератовыми и псефитовыми туфобрекчиями, четвертичные – базальтами, андезибазальтами [17].

Приуроченность месторождения к постройке Жировского палеовулкана определяет основную роль в его строении вулканических образований. Центральную часть месторождения занимает выведенный на дневную поверхность периферический очаг Жировского палеовулкана. Это сложная комбинация магматических тел типа даек, ригелей, автомагматических брекчий от основного до среднего состава [13, 17, 21, 22, 24]. Основная часть постройки сложена олигоценными вулканиками, прорванными раннемиоценовыми субвулканическими телами различного состава (от базальтов до риолитов) и интрузией габбродиоритов (см. рис. 1) [10, 17]. Жировской палеовулкан размещается на пересечении субмеридионального отрезка Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов с Мутновским глубинным разломом северо-восточного простирания. Его описание появилось лишь в 1989 г. [20]. Возраст постройки по данным К-Аг датирования 0,6–0,8 млн лет [7].

В пределах месторождения выявлено и в различной степени изучено более 160 кварцевых, кварц-карбонатных, карбонатных жил, зон прожилкования, минерализованных зон дробления, несущих золото-серебро-полиметаллическое оруденение. Рудные тела слагают штокверково-жильную зону размером 3 × 4 км, которая представляет собой сочетание стволовой главной жилы субмеридионального простирания с падениями, близкими к вертикальным, с многочисленными оперяющими более мелкими по размерам жилами и прожилками. В главной жиле, названной «Определяющая», сосредоточено до 80 % всех запасов месторождения. В свою очередь, она обладает сложным внутренним кулисообразным строением, сопровождается большим количеством апофиз, зонами дробления и оперяющими её маломощными жилами, отходящими на 80–100 м [13, 17]. Характеризуется концентрически-зональной структурой, достаточно изометрической формой. С поверхности штокверково-жильная зона прослежена канавами, на глубину изучена буровыми скважинами. Её протяжённость порядка 2700 м при мощности от 3–15 м.

В пределах жильной зоны выделяются северный и южный фланги, резко отличающиеся минеральным составом руд. Кроме того, можно выделить условно вынесенный центральный фланг, локализованный между северным и южным, в районе оврага Рудный (см. рис. 1). Северный фланг жильной зоны размером до 1100 м по простиранию сложен малосульфидным типом руд (золото-серебряным), в которых сосредоточены основные запасы золота. Южный фланг протяжённостью более 1700 м начинается от оврага Рудный (одноимённый ручей), характеризуется преобладанием сульфидно-полиметаллического (золото-серебро-полиметаллического) типа руд. В отличие от северного он более глубоко эродирован. На территории центрального фланга встречаются как золото-серебро-полиметаллические, так и золото-серебро-кварцевые типы руд [17]. Повсеместно по всему месторождению присутствуют марганцевые, марганец-кварц-карбонатные руды [13, 21, 24].



aQ_v	1	fgQ_i	2	βQ_i	3	Q_s	4	βQ_s	5	N_{al_2}	6	Na_1	7	N_{as}	8	P_3-N_{mt}	9
P_3ah_2	10	P_3zr	11	βQ_s	12	βQ_s	13	αN_2	14	αN_1	15	$q\pi N_1$	16	αP_3	17	$\delta v N_1$	18
N_s	19	$a/b/c$	20	$a/b/c$	21	\cdot	22	\sim	23								



Рис. 1. Фрагмент схематической геологической карты золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское (составлена по данным [1]):

пострудный комплекс: 1 – аллювиальные, овально-осыпные отложения, 2 – водно-ледниковые отложения, 3 – базальты, лавобрекчии базальтов, 4 – туффиты, пемзовые туфы, 5 – базальты, андезибазальты, их туфы, конгломераты, туфопесчаники; *рудноносный комплекс:* 6 – алнейская серия (базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, туфопесчаники); *дорудный комплекс:* 7 – алнейская серия (витрокластические туфы, дациты, андезиты и их туфы), 8 – асачинская свита (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы, андезиты), 9 – мутновская толща (туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы), 10 – ахомтенская толща (андезиты и их туфы, лавобрекчии андезитов, андезибазальтов, туфоалевролиты, алевролиты, аргиллиты), 11 – жировская толща (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы); *субвулканические тела и дайки:* 12, 13 – четвертичный комплекс (базальты, андезибазальты), 14 – плиоценовый комплекс (андезиты), 15, 16 – миоценовый комплекс (андезиты, базальты, кварцевые порфиры), 17 – олигоценый комплекс (андезиты); 18 – диориты, габбродиориты; 19 – брекчии трубок взрыва; 20 – тектонические нарушения: установленные (а), предполагаемые (б), скрытые под рыхлыми отложениями (с); 21 – гидротермальные жилы: установленные (а), предполагаемые (б), зоны кварцевого, кварц-карбонатного прожилкования (с); 22 – гидротермальные источники; 23 – геологические границы

Fig. 1. A fragment of a schematic geological map of the gold-silver-polymetallic deposit Mutnovskoye (compiled according to [1]):

post-mineralisation complex: 1 – alluvial, oval-scrée deposits, 2 – fluvial-glacial deposits, 3 – basalt, lava breccias of basalt, 4 – tuffite, pumice tuff, 5 – basalt, basaltic andesites, their tuff, conglomerate, tuff sandstone; *syn-mineralisation complex:* 6 – Alneysky series (basalt, basaltic andesite, andesite, their tuff, tuff sandstone); *pre-mineralisation complex:* 7 – Alneysky series (vitroclastic tuff, dacite, andesite and their tuffs), 8 – Asachinskaya formation (tuff gravelite, tuff sandstone, tuff siltstone, tuffite, tuff, andesite), 9 – Mutnovskaya sequence (tuff sandstone, tuff siltstone, tuffite, tuff), 10 – Ahomtenskaya sequence (andesite and their tuff, lava breccia of andesite, basaltic andesite, tuff siltstone, siltstone, mudstone), 11 – Zhirovskaya sequence (tuff gravelite, tuff sandstone, tuff siltstone, tuffite, tuff); subvolcanic bodies and dikes: 12, 13 – Quaternary complex (basalt, basaltic andesite), 14 – Pliocene complex (andesite), 15, 16 – Miocene complex (andesite, basalt, quartz porphyry), 17 – Oligocene complex (andesite); 18 – diorite, gabbrodiorite; 19 – breccia from explosion pipes; 20 – tectonic disturbances: established (a), assumed (b), hidden under loose deposits (c); 21 – hydrothermal veins: identified (a), proposed (b), zones of quartz, quartz-carbonate veining (c); 22 – hydrothermal springs; 23 – geological boundaries

На северном фланге обнаружены пять рудных тел с максимальными содержаниями Au 194,1, Ag 3605,2 г/т. На южном фланге средние содержания Au до 3,2, Ag до 341,6 г/т. Средние содержания по месторождению Pb 0,99 %, Zn 1,13 %, Cd 290 г/т, In 20 г/т, Se 9,0 г/т, Bi 23 г/т. Прогнозные ресурсы категории Р: золота – 14 т, серебра – 455 т [8, 16, 17]. В табл. 1 приведён химический состав руд с максимальными содержаниями, ppm: Au 149,69, Ag 289,96, Cu 203 221, Zn 384 561, Pb 262 101, As 73 775.

Золото-серебро-полиметаллическим рудам свойственно значительное разнообразие текстур и структур. Текстуры: брекчиевая, вкра-

пленная, прожилковая, полосчатая и их комбинации – сочетания брекчиевой с элементами колломорфной, гнездово-вкрапленной; полосчатая и прожилково-вкрапленная; крустификационно-полосчатая (рис. 2). Наиболее распространена брекчиевая текстура с элементами колломорфной. Чаще всего обломки сложены гидротермально изменёнными породами. Форма обломков угловатая, размеры от 2–3 мм до нескольких сантиметров. Они цементируются сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом. Сфалерит является одним из главных рудных минералов, образует различные по форме и размерам обособления:

Табл. 1. Химический состав руд золото-серебро-полиметаллического месторождения Мутновское по данным РФА (%), ИСП (ppm)

Table 1. Whole-rock major (wt %) and trace element composition (ppm) of the ores

№№ п/п	Оксиды, элементы	Образцы								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	SiO ₂	24,00	20,00	55,90	30,30	42,00	19,30	90,20	77,20	53,50
2	TiO ₂	0,10	0,08	0,09	0,09	0,13	0,10	0,35	0,09	0,21
3	Al ₂ O ₃	0,69	0,42	2,53	0,15	0,39	0,36	3,06	2,52	3,24
4	Fe ₂ O ₃	0,12	1,62	0,43	10,50	3,61	1,38	<0,01	<0,01	8,54
5	FeO	0,40	0,00	0,57	1,28	0,00	0,00	1,11	0,89	0,00
6	MnO	2,24	4,26	5,10	0,21	0,07	0,07	0,04	5,71	0,07
7	CaO	35,80	3,08	3,31	0,77	0,97	0,57	1,24	1,44	1,46
8	MgO	1,47	5,61	17,70	0,75	0,53	0,53	0,20	3,40	0,41
9	Na ₂ O	0,23	3,66	0,17	0,69	7,62	5,34	0,33	0,26	3,04
10	K ₂ O	0,06	0,04	0,03	0,02	0,07	0,07	1,55	0,12	0,88
11	P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,06	0,10	0,08	0,08	0,07	0,06	0,13
12	S	0,73	13,20	0,57	19,70	10,70	10,90	0,20	0,92	5,65
13	F	<0,01	0,27	0,07	<0,01	0,06	0,09	<0,01	0,06	<0,01
14	п. п. п.	34,10	4,10	3,48	13,50	11,80	9,78	1,49	4,13	13,30
15	Σ	100,01	56,42	90,01	78,06	78,03	48,57	99,84	96,80	90,43
16	Cu	44	1660	262	203 221	3889	4044	90	338	14 941
17	Zn	1967	384 561	2276	22 582	310 012	336 140	1378	1585	102 357
18	As	34	95	208	73 775	1071	138	166	941	1929
19	Pb	381	68 853	237	10 227	15 897	262 101	1260	337	195 642
20	Ag	6,61	38,73	54,88	180,56	157,76	226,56	37,33	133,41	289,96
21	Au	0,08	< ПО	0,28	149,69	1,60	0,13	14,38	1,28	1,26

Примечание. Анализы 1–19 выполнены в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский, Н. И. Чеброва, А. О. Садовникова (РФА)), 20, 21 – в ИПТМ РАН (п. г. т. Черноголовка, В. К. Карандашев (ИСП)); оксиды, S, F, п. п. п. в %, остальные – в ppm; 1 – центральная часть месторождения, 2, 5, 8, 9 – южный, 3, 4, 6, 7 – северный фланги. ПО – предел обнаружения.

от единичных зёрен до сложных линзовидных и гнездообразных агрегатов в брекчиевых с элементами колломорфной (до фестончатой), гнездово-вкрапленной, полосчатой и прожилково-вкрапленной текстурах. Гнездово-вкрапленные текстуры образованы скоплениями гнёзд и единичной вкрапленностью галенита. Размеры вкрапленников колеблются от со-

тых долей до нескольких миллиметров. Полосчатая и прожилково-вкрапленная текстуры представлены чередованием полос различного состава – пирит–сфалерит, кварц–сфалерит, кварц–блеклые руды, кварц, отличающихся друг от друга по густоте, форме и размерам вкрапленности рудных минералов. Мощность полос колеблется от нескольких миллиме-

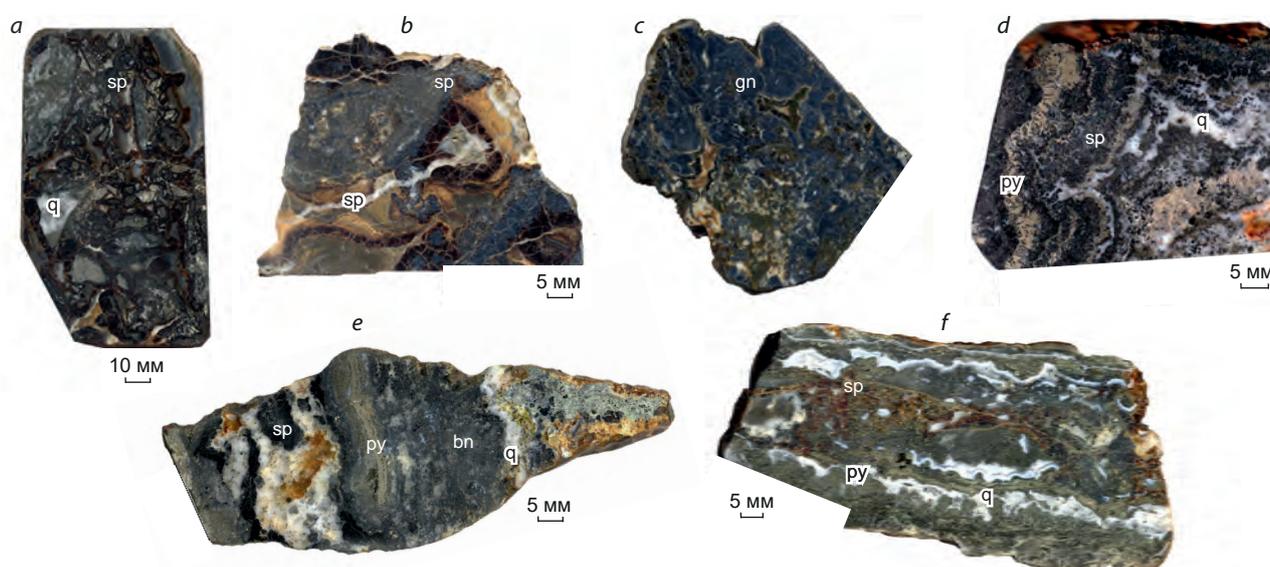


Рис. 2. Комбинированные текстуры (полированные штуфы) золото-серебро-полиметаллических руд:

a–c – брекчиевая с элементами колломорфной; *d* – брекчиевая с элементами гнездово-вкрапленной; *e* – полосчатая и прожилково-вкрапленная; *f* – крустификационно-полосчатая; sp – сфалерит, py – пирит, gn – галенит, bn – блеклые руды, q – кварц

Fig. 2. Combined texture types of gold-silver-polymetallic ores (polished slabs):

a–c – breccia with elements of colloform; *d* – breccia with elements of nested-disseminated; *e* – banded and vein-disseminated; *f* – crustified banded; sp – sphalerite, py – pyrite, gn – galena, bn – fahlore, q – quartz

тров до нескольких сантиметров. Крустификационно-полосчатая текстура образована причудливо изгибающимися полосками сфалерита, пирита, кварца. В таких крустификациях встречаются симметрично и ритмично сложенные полосы кварца различного оттенка (от серого, белого, молочного до прозрачного).

Текстуры золото-серебро-кварцевых руд: брекчиевая, прожилково-сетчатая; полосчатая с элементами брекчиевой; крустификационно-полосчатая; прожилково-вкрапленная (рис. 3). Брекчиевая, прожилково-сетчатая текстуры характеризуются наличием остроугольных обломков вмещающих пород размерами от 2–3 мм до 2–3 см и разноориентированных прожилков кварцевого, кварц-карбонатного составов; полосчатая с элементами брекчиевой представлена чередованием полос кварце-

вого, кварц-сфалеритового составов, отличающихся друг от друга мощностью и составом полос с обломками гидротермально изменённых вмещающих пород и микрокварцитов, сцементированных более поздним кварцевым агрегатом; крустификационно-полосчатая образована причудливо изгибающимися полосками кварца, карбонатов с кружевными агрегатами сфалерита, мощность полос колеблется от 1–2 мм до 2–3 см; прожилково-вкрапленная отличается сочетанием прожилковой и гнездово-вкрапленной текстур. Разноориентированные кварцевые прожилки в сочетании с единичной вкрапленностью сфалерита, как и срастания кристаллов сфалерита и кварца, погружены в кварц-карбонатный жильный субстрат.

Структуры руд кристаллически-зернистые: аллотриоморфнозернистая, гипидиомор-

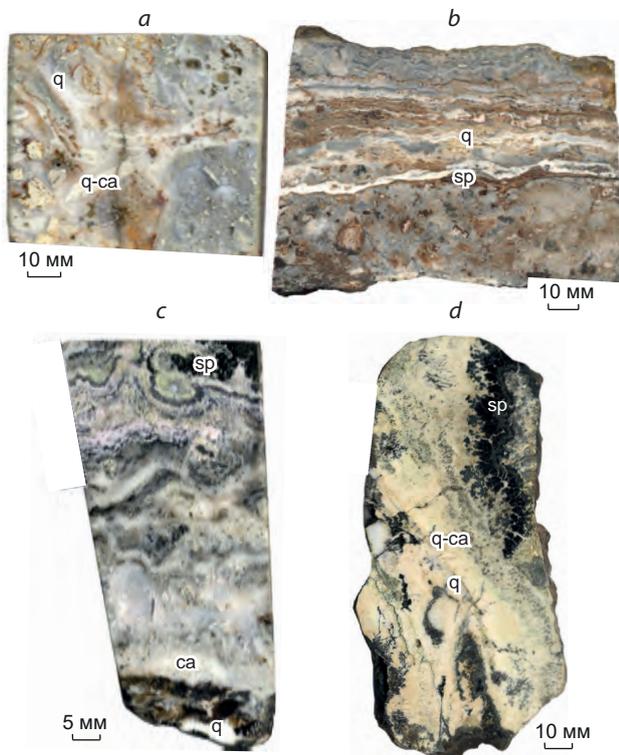


Рис. 3. Комбинированные текстуры (полированные штуды) золото-серебряных руд:

a – брекчиевая, прожилково-сетчатая; *b* – полосчатая с элементами брекчиевой; *c* – крустификационно-полосчатая; *d* – прожилково-вкрапленная; *q* – кварц, *ca* – карбонаты, *q-ca* – кварц-карбонаты, *sp* – сфалерит

Fig. 3. Combined texture types of gold-silver-polymetallic ores (polished slabs):

a – breccia, veinlet-reticulate; *b* – banded with elements of breccia; *c* – crustified banded; *d* – vein-disseminated; *q* – quartz, *ca* – carbonates, *q-ca* – quartz-carbonates, *sp* – sphalerite

фнозернистая, идиоморфная, пойкилитовая. Различия между ними обусловлены разной степенью идиоморфизма сульфидов, взаимоотношениями второстепенных и редких минералов. Встречаются эмульсионные структуры распада твёрдых растворов – микровключения халькопирита в сфалерите и галенита в блеклых рудах. Группа катакластических образует дендритную структуру. В рудах вулканогенных месторождений Курило-Камчатской островной дуги дендритовидное строение довольно типично для сульфидов и сульфосолей. Это связано с их весьма неоднородным строением в результате обогащения отдельных зон Cu, As, Ag, Sb, Fe, Mn, Te, Bi, Pb. Для Мутновского месторождения дендритовидные формы свойственны галениту, сфалериту, пириту, блеклым рудам.

Минеральный состав руд главной жильной зоны Определяющая очень разнообразна и крайне неоднородна, в большинстве случаев представлен зональными минералами при неравномерном распределении в них элемен-

тов-примесей (табл. 2). Как видно из таблицы, количество главных гипогенных минералов невелико. Их распространение в пределах жильной зоны неравномерное. Галенит, пирит, сфалерит сосредоточены главным образом на южном фланге и в центральной части месторождения. Кальцит развит на северном фланге, постоянно присутствует кварц, за исключением мест скопления сульфидов и карбонатов.

Многообразие второстепенных и редких гипогенных минералов – отличительная черта руд Мутновского месторождения. Среди них – широкий спектр минералов серебра, золота, меди, свинца, марганца, железа. Характерны сульфосоли мышьяка, сурьмы, различные теллуриды, сложные сульфоселениды висмута, минералы олова. Большая часть гипергенных минералов отнесена к северному флангу. Среди них преобладают глинистые, оксиды и гидроксиды железа и марганца, сульфаты и др. На месторождении существенно развиты сульфидные минеральные ассоциации (южный фланг жильной зоны Определяющая): пирит-



Табл. 2. Минеральный состав руд жильной зоны Определяющая (составлена с учётом данных [3, 7])

Table 2. Mineral composition of the ores in the main vein zone Opredelyayushchaya [according to 3, 7]

Минералы	Гипогенные		Гипергенные
	Рудные	Жильные	
Главные	Пирит FeS_2 , сфалерит ZnS , галенит PbS	Кварц SiO_2 , кальцит CaCO_3	Халцедон $10\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, опал $4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, каолинит $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Второстепенные	Тетраэдрит $\text{Cu}_{10}\text{Fe}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, теннантит $\text{Cu}_{10}\text{Fe}_2\text{As}_4\text{S}_{13}$, алабандин MnS , марказит FeS_2 , халькопирит CuFeS_2	Родохрозит MnCO_3 , манганокальцит MnCO_3 , анкерит $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})[\text{CO}_3]_2$	Монтмориллонит $\text{AlSi}_2\text{O}_6\text{OH} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, хлорит $(\text{Mn}, \text{Al})_6(\text{OH})_8(\text{Si}, \text{Al})_2$, ярозит $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, алузит $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, серицит $\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, эпидот $\text{Ca}_2\text{FeAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}\text{OH}$, пренит $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Редкие	Голдфилдит $\text{Cu}_{12}\text{SbTe}_3\text{S}_{13}$, фрейбергит $\text{Ag}_{10}\text{Zn}_2\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, аргентит Ag_2S , штернбергит AgFe_2S_3 , прустит Ag_3AsS_3 , пираргирит Ag_3SbS_3 , стибиопирсеит $(\text{Ag}_1\text{Cu})_{14}(\text{Ag}_1\text{Sb})_2\text{S}_{11}$, арсенполибазит $(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}(\text{As}, \text{Sb})_2\text{S}_{11}$, энаргит Cu_3AsS_4 , люцит $\text{Cu}_3(\text{As}, \text{Sb})\text{S}_4$, фаматинит SbS_4Cu , молибденит MoS_2 , бурнонит CuPbSbS_3 , колусит $\text{Cu}_{13}\text{As}_4\text{S}_{16}$, моусонит $\text{Cu}_6\text{Fe}_2\text{SnS}_8$, станноидит $\text{Cu}_8(\text{Fe}, \text{Zn})_3\text{Sn}_2\text{S}_{12}$, канфильдит Ag_3SnS_6 , диафорит $\text{Ag}_3\text{Pb}_2\text{Sb}_3\text{S}_8$, овихийт $\text{Ag}_2\text{Pb}_5\text{Sb}_6\text{S}_{15}$, киноварь HgS , гессит Ag_2Te , алтаит PbTe , сильванит AgAuTe_4 , теллуросмуть Bi_2Te_3 , тетрадимит $\text{Bi}_{14}\text{Te}_{13}\text{S}_8$, самородные Au , Ag , Al , Fe , As , сульфоселениды Bi , берриит $\text{Cu}_3\text{Ag}_2\text{Pb}_3\text{Bi}_7\text{S}_{16}$, гауерит MnS_2	Родонит $(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca})\text{SiO}_3$, адуляр $\text{K}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$, альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, флюорит CaF_2 , доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, магнезит MgCO_3 , сидерит FeCO_3 , барит BaSO_4 , ангидрит CaSO_4 , циркон ZrSiO_4 , апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$, цеолиты	Рутил TiO_2 , магнетит FeFe_2O_4 , пирролюзит MnO_2 , якобсит MnFe_2O_4 , манганит MnOOH , ковеллин CuS , халькозин Cu_2S , англезит PbSO_4 , гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, брушит $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, пумпеллиит $\text{Ca}_2\text{MgAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

сфалерит-кварцевая; сфалерит-галенит-кварцевая; халькопирит-блеклорудная. Мало- и убогосульфидные ассоциации минералов характерны для северного фланга.

Основной акцент в данной работе сделан на изучении вещественного состава руд южного фланга месторождения. Здесь представлено наибольшее разнообразие сульфидов железа, свинца, цинка, сульфосолей сурьмы, мышьяка, серебра, теллура, теллуридов серебра и золота с кварцем.

Сульфиды – пирит, сфалерит, галенит – широко развиты среди рудных минералов (рис. 4). Пирит – самый распространённый минерал, кристаллизация которого происходила на всех этапах минералообразования. Он представлен как единичными идиоморфными кристаллами, так и дендритовидными агрегатами причудливой формы в тесных сростаниях с галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами, кварцем. Образует пирит-сфалерит-кварцевую, сфалерит-галенит-кварцевую продуктивные

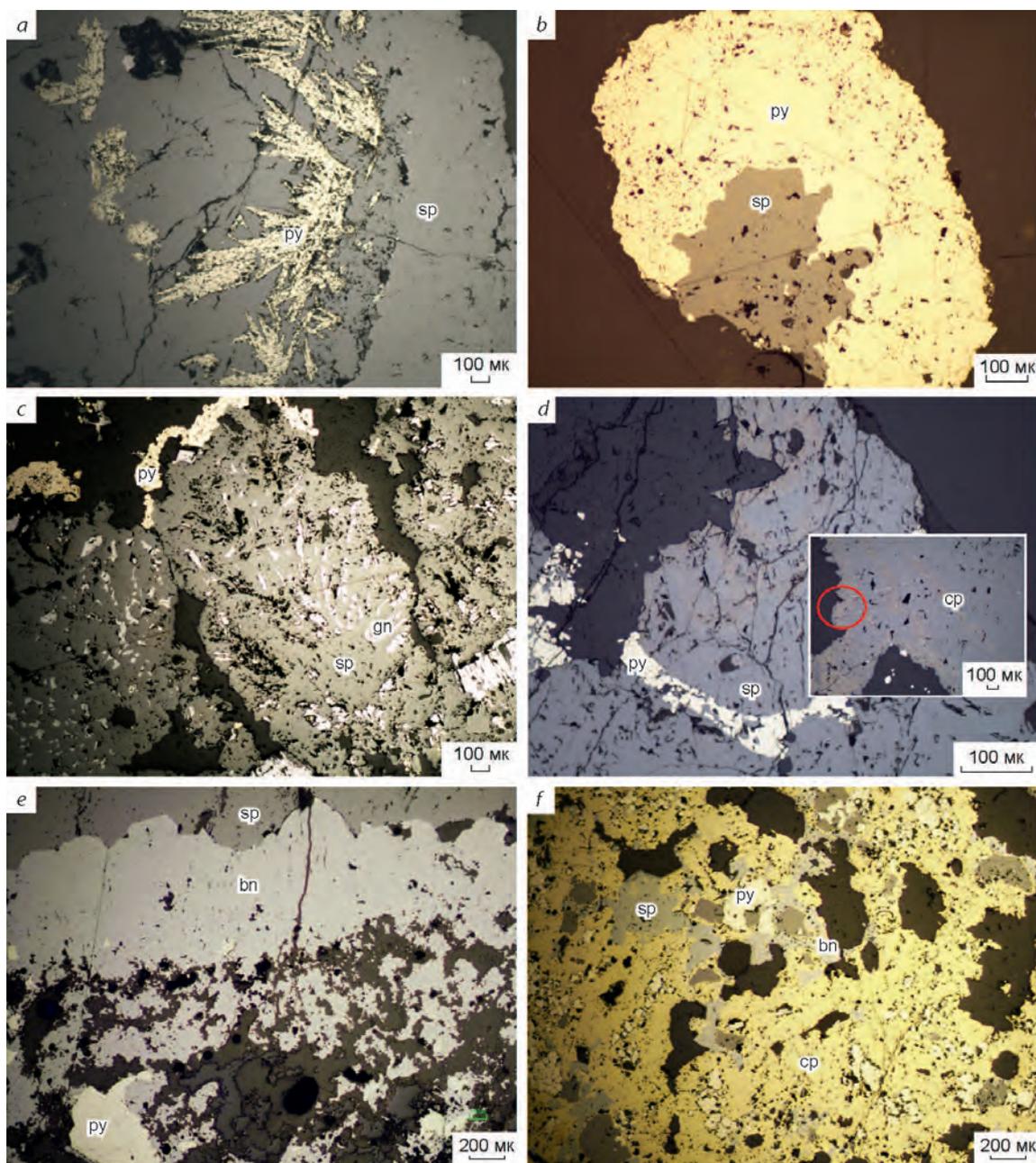


Рис. 4. Микрофотографии рудных минералов в отражённом свете:

a, b – скв. 13, интервал 188 м; *c* – скв. 13, интервал 186 м; *d* – обр. № 0928 А (*a–d* – руч. Августовский); *e* – обр. канава 158 (овраг Рудный); *f* – обр. 0101, тр. 158 (овраг Димный); sp – сфалерит, py – пирит, gn – галенит, bn – блеклые руды, cp – халькопирит

Fig. 4. Microphotographs of ore minerals in reflected light:

a, b – well 13, interval 188 m; *c* – well 13, interval 186 m; *d* – sample no 0928 A (*a–d* – Avgustovsky brook); *e* – sample no ditch 158 (Rudniy ravine); *f* – sample no 0101, tr. 158 (Dymniy ravine); sp – sphalerite, py – pyrite, gn – galena, bn – fahlore, cp – chalcopyrite



минеральные ассоциации. Отличается удивительным разнообразием форм выделения: единичные идиоморфные кристаллы размером от сотых долей до нескольких миллиметров (пирит-сфалерит-кварцевая минеральная ассоциация); дендритовые агрегаты причудливой формы в виде веточек, снежинок в кварце длиной до 10 мм, шириной от долей до 1–2 мм с галенитом, сфалеритом и блеклыми рудами (сфалерит-галенит-кварцевая минеральная ассоциация). Благодаря диагностике с использованием методов аналитической сканирующей электронной микроскопии на месторождении выявлены два вида дендритов, различающихся по микроструктуре, химическому составу и особенностям распределения химических элементов (рис. 5) [15]. Первый вид – однородные зёрна, близкие к стехиометричным, второй – неоднородные, имеющие зональное строение, подчёркивающее грани роста кристаллов и которое обусловлено локальным обогащением отдельных зон мышьяком, медью, цинком. Совместно с кварцем и сфалеритом пирит образует скопления в форме линз, гнёзд, прожилков, тем самым слагая колломорфно-полосчатые агрегаты.

По особенностям химического состава установлены две разновидности минералов: стехиометричные и неоднородные, содержащие примесь As (до 19,58 %, табл. 3). У отдельных кристаллов пирита и их сростаний отмечается неоднородная зональность по граням роста, у дендритовидных образований – облачная неоднородность, часто по краевым частям. Химическая неоднородность обусловлена локальным обогащением отдельных зон такими элементами-примесями, как As (до 19,58 %), Cu (до 4,98 %), Zn (до 4,75 %) (см. табл. 3). Методом LA-ICP-MS были определены концентрации изотопов V 51, Co 59, Ni 60, Se 77, Te 125, In 115, что ниже предела обнаружения, и подтверждено наличие примесей As, Cu, Zn (704,9–18 743, 47,5–2242,8, от 2,6–1164,1 ppm соответственно), диагностированных ранее с помощью сканирующего электронного микроскопа. Впервые зафиксированы такие элементы-примеси, как Mn (до 152,2 ppm), Sb (до 287,3), Cd (до 40,6), Au (до 11,7), Ag (до 347,1 ppm) [6].

Пересчёт на формульные единицы результатов химических анализов пирита показал небольшие отклонения от стехиометрии. В отдельных случаях наблюдается дефицит серы.

Сфалерит – второй по распространённости рудный минерал. Он отличается разнообразными формами выделения: встречается в виде единичных кристаллов, скоплений разнометричных агрегатов при размерах от нескольких микрометров до нескольких миллиметров в сростании с блеклыми рудами, пиритом, галенитом, а также мономинеральных прожилок и линз мощностью от десятых долей миллиметра до 1–3 см. Макроскопически сфалерит имеет различные оттенки коричневого цвета – от светлого зеленоватого до тёмного. Таким образом, для него характерна структура выделений либо однородная, либо более сложная. Зональное строение часто связано с ориентированной эмульсионной вкрапленностью халькопирита (структура распада твёрдых растворов). Кроме халькопирита, обнаружена вкрапленность блеклых руд, пирита, кварца в кристаллах сфалерита. Как и пирит с галенитом, сфалерит стремится к образованию дендритов, которые отличаются сложным строением, обусловленным сочетанием почковидных агрегатов. Их раскристаллизация приводит к появлению микродендритов и собственно дендритов.

Данный минерал встречается во всех трёх продуктивных ассоциациях, но в большей степени образует пирит-сфалерит-кварцевую и сфалерит-галенит-кварцевую. Для сфалерита пирит-сфалерит-кварцевой ассоциации характерно многообразие взаимоотношений с пиритом, что приводит к появлению колломорфно-полосчатых агрегатов. Также часто корродируется кварцем, сечётся прожилками блеклых руд, галенита, халькопирита. Сфалерит вместе с галенитом корродирует пирит, при этом разъедается более поздним кварцем, образуя сфалерит-галенит-кварцевую минеральную ассоциацию. Часто сечётся прожилками блеклых руд, халькопирита. В пределах халькопирит-блеклорудной минеральной ассоциации сфалерит наблюдается в виде почковидных агрегатов, содержит включения га-

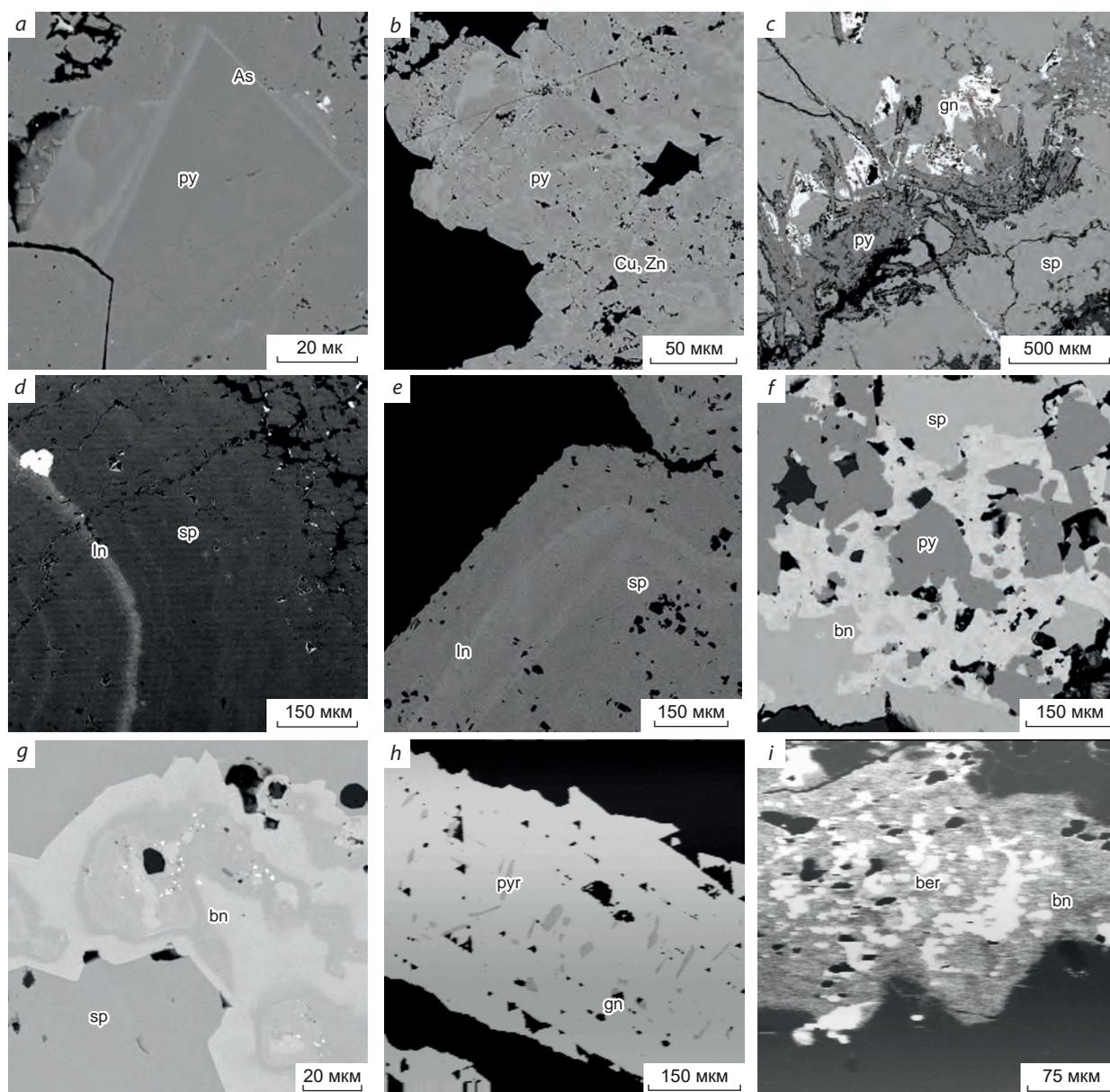


Рис. 5. Неоднородное по химическому составу строение и взаимоотношение рудных минералов:

a–c – пирит (py); *d, e* – сфалерит (sp). Светлые зоны обогащены As, Cu, Zn (py), In (sp). *f, g* – блеклые руды; *h* – галенит (gn), пираргирит (pyr); *i* – берриит (ber); *a–g* – изображения BSE SEM (SEM Tescan Vega); *h, i* – изображения в обратнорассеянных электронах (Camebax)

Fig. 5. Inhomogeneous in chemical composition structure and relationship of ore minerals:

a–c – pyrite (py); *d, e* – sphalerite (sp). Light zones are enriched in As, Cu, Zn (py), In (sp). *f, g* – fahlore; *h* – galena (gn); pyrrargyrite (pyr); *i* – berrylite (ber). *a–g* – BSE SEM images (SEM Tescan Vega); *h, i* – backscattered electron images (Camebax)



Табл. 3. Представительные микрозондовые анализы пирита, %

Table 3. Representative analyses of chemical composition of pyrite, wt %

Образцы	Fe	S	As	Zn	Cu	Σ	Кристаллохимические формулы
1	46,12	50,00	6,76	0,00	0,00	102,88	$(\text{Fe}_{1,00}\text{As}_{0,11})_{1,11}\text{S}_{1,89}$
2	46,03	43,56	12,00	0,00	0,00	101,59	$(\text{Fe}_{1,06}\text{As}_{0,21})_{1,26}\text{S}_{1,74}$
3	43,60	43,92	14,87	0,00	0,00	102,39	$(\text{Fe}_{1,00}\text{As}_{0,25})_{1,25}\text{S}_{1,75}$
4	33,28	54,92	11,73	0,00	0,00	99,93	$(\text{Fe}_{0,73}\text{As}_{0,19})_{0,92}\text{S}_{2,08}$
5	41,38	39,21	19,58	0,00	0,00	100,17	$(\text{Fe}_{1,00}\text{As}_{0,35})_{1,35}\text{S}_{1,65}$
6	51,69	46,35	3,83	0,00	0,00	101,87	$(\text{Fe}_{1,00}\text{As}_{0,06})_{1,06}\text{S}_{1,94}$
7	42,80	48,87	0,00	4,75	2,33	98,74	$(\text{Fe}_{0,96}\text{Zn}_{0,09}\text{Cu}_{0,05})_{1,10}\text{S}_{1,91}$
8	40,68	47,87	4,08	0,71	4,98	98,32	$(\text{Fe}_{0,92}\text{As}_{0,07}\text{Zn}_{0,01}\text{Cu}_{0,10})_{1,11}\text{S}_{1,89}$

ленита, пирита, корродируется кварцем. Образуется полосчатые агрегаты совместно с блеклыми рудами, пиритом, халькопиритом.

Химический состав минерала (табл. 4) представлен широким спектром элементов-примесей, таких как Fe, Mn, Cd, In, Cu, Ge, Ga, Sn. Как правило, они распределены в пределах зёрен сфалерита неравномерно, образуя локальные зоны, обогащённые Fe до 13,23, Mn до 2,27, Cd до 2,93, In до 5,35, Cu до 10,02 %. Остальные элементы-примеси встречаются в единичных случаях при концентрациях, не превышающих 0,4–0,5 %.

По наличию железа выделены две разновидности: безжелезистая (клеюфан) и мало-железистая (Fe от 0,10 до 13,23 %). В пределах одного штуфа могут присутствовать обе разновидности: одна с высоким содержанием Fe и отсутствием Cd, другая – зональный сфалерит с наличием Fe и Mn, совместно с Cd и In. Для мало-железистой разновидности сфалерита характерно практически полное отсутствие других элементов-примесей, за исключением Cu (до 10,02 %). Пересчёт результатов химического состава на кристаллохимические формулы показал отклонения от стехиометрии (см. табл. 4). Некоторые разновидности отличаются избытком серы.

Галенит – третий по распространённости рудный минерал. Представлен единичными обособлениями, близкими к идиоморфным, формирует неправильные ксеноморфные выделения размером от сотых долей миллиметра до 0,5 см в кварце, колломорфно-полосчатые агрегаты со сфалеритом, гнёзда и прожилки мощностью до 5–10 мм. Отчётливо наблюдаются треугольники выкрашивания. Встречается в основном в галенит-сфалерит-кварцевой минеральной ассоциации, значительно реже в других ассоциациях. Характерно наличие мелких включений блеклых руд, сульфосолей серебра. Дендритовидные формы минерала установлены в полиметаллических рудах, где он образует крупные обособления в форме вытянутых игл. При исследованиях с помощью ЕМРА в режиме «обратнорассеянные электроны» в них прослежены своеобразные ламели, сложенные нестабильными под пучком электронов серебряными сульфосолями типа пираргирита (Ag_2SbS_3), в которых концентрация Ag достигает 57,38 %, а Sb – 28,05 %. Также в качестве элемента-примеси присутствует Bi до 3,5 % (см. рис. 5).

Блеклые руды относятся к наиболее интересному минеральному сообществу, определяющему специфику месторождения. Их

Табл. 4. Представительные микронзондовые анализы сфалерита, %

Table 4. Representative analyses of chemical composition of sphalerite, wt %

Образцы	S	Mn	Fe	Cu	Zn	Cd	In	Σ	Кристаллохимические формулы
1	33,10	0,00	0,00	0,72	63,64	2,77	0,85	101,07	$(Zn_{0,95}Cd_{0,02}Cu_{0,01}In_{0,01})_{0,99}S_{1,01}$
2	33,65	0,00	0,00	0,00	63,95	2,93	1,21	101,74	$(Zn_{0,95}Cd_{0,03}In_{0,01})_{0,98}S_{1,02}$
3	32,46	0,00	2,44	2,48	59,45	0,00	4,19	101,02	$(Zn_{0,89}Fe_{0,04}Cu_{0,04}In_{0,04})_{1,01}S_{0,99}$
4	32,14	0,00	1,72	3,79	57,66	0,00	5,35	100,66	$(Zn_{0,87}Fe_{0,03}Cu_{0,06}In_{0,05})_{1,01}S_{0,99}$
5	33,03	0,00	2,28	2,71	58,47	1,15	4,74	102,37	$(Zn_{0,87}Fe_{0,04}Cd_{0,01}Cu_{0,04}In_{0,04})_{1,00}S_{1,00}$
6	32,85	1,45	1,45	0,00	64,11	0,87	0,00	100,74	$(Zn_{0,95}Mn_{0,03}Fe_{0,03}Cd_{0,01})_{1,01}S_{0,99}$
7	33,75	2,27	2,41	0,00	60,89	0,09	0,00	99,41	$(Zn_{0,90}Mn_{0,04}Fe_{0,04})_{0,98}S_{1,02}$
8	33,85	0,74	10,57	10,02	44,83	0,00	0,00	100,01	$(Zn_{0,65}Mn_{0,01}Fe_{0,18}Cu_{0,15})_{1,00}S_{1,00}$
9	33,71	0,75	10,12	9,88	45,14	0,00	0,00	99,60	$(Zn_{0,66}Mn_{0,01}Fe_{0,17}Cu_{0,15})_{0,99}S_{1,01}$
10	34,19	0,00	13,23	3,81	49,22	0,00	0,00	100,45	$(Zn_{0,71}Fe_{0,22}Cu_{0,06})_{0,99}S_{1,01}$
11	33,76	0,00	9,15	4,00	53,15	0,00	0,00	100,06	$(Zn_{0,78}Fe_{0,16}Cu_{0,06})_{0,99}S_{1,01}$
12	33,18	0,25	11,26	2,77	51,01	0,00	0,00	98,47	$(Zn_{0,76}Fe_{0,20}Cu_{0,04})_{1,00}S_{1,00}$

Примечание. Здесь и в табл. 5 анализы выполнены в лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН (SEM Tescan Vega).

формы выделения, особенности строения, вариации химического состава, элементы-примеси крайне разнообразны. Они встречаются от мелких включений, тонких прожилок, кайм и неправильных сростаний (1–100 мкм) до крупных обособлений в виде полос, линз мощностью 10–15 мм. Формы зёрен от простых изометрических, овальных до более сложных изогнутых. Часто отмечаются хорошо образованные кристаллы. Впервые на месторождении были обнаружены дендриты, сложенные блеклой рудой. Представлены преимущественно двумя фазовыми разновидностями: сростания блеклой руды с сульфоселенидами Pb, Bi, Ag и блеклые руды, содержащие Te и Bi.

Блеклые руды входят в группу второстепенных и редких минералов, но тем не менее наблюдаются во всех минеральных ассоциациях. Обычно они распространены в виде сплошных масс или вкрапленников в жильной и вмещающей породе с галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом. В некоторых случаях образуют более крупные скопления совместно со сфалеритом и кварцем. Реже находятся в пустотах кварца или его интерсти-

циях. Кроме того, ассоциируют со многими редкими минералами (теллуридами серебра, свинца, золота, серебра, пруститом, пираргиритом, сульфоселенидами, сложными сульфовисмутитами).

В отражённом свете они отличаются оттенками серого цвета (от зеленовато-серого до розово-серого). С помощью методов сканирующей электронной микроскопии выявлено неоднородное строение в виде мозаично-пятнистых и зональных обособлений с участием нескольких микрофаз, различающихся интенсивностью (см. рис. 5). Вероятно, причиной неоднородности можно считать распад твёрдых растворов при изменении термодинамических условий в процессе минералоотложения [12].

Совместно со сфалеритом, халькопиритом и кварцем блеклые руды образуют халькопирит-блеклорудную минеральную ассоциацию, частично – галенит-сфалерит-кварцевую.

Согласно классификации, предложенной Н. Н. Мозговой, А. И. Цепиным, нами приведено несколько минеральных видов, меж- и внутривидовых разновидностей блеклых руд [12] (табл. 5). Выделено несколько минераль-



ных видов: теннантит (As до 3,95 формульных единиц, далее ф. ед.), тетраэдрит (Sb до 4,11 ф. ед.) и промежуточные члены – теннантит-тетраэдрит. При этом существенно преобладают теннантит и теннантит-тетраэдрит с повышенными концентрациями As (до 2,53 ф. ед.). К внутривидовым отнесены Zn-теннантиты, Ag-теннантиты, Zn-тетраэдриты, Zn-теннантит-тетраэдриты, Ag-содержащие Zn-теннантиты, Ag-содержащие Zn-тетраэдриты, аннивит-Zn-теннантиты, Te-содержащие Zn-теннантиты, Bi-Te-содержащие Zn-теннантиты, Te-содержащие теннантит-тетраэдриты, голдфилдит-теннантит-тетраэдриты.

Широкие вариации концентраций цинка (до 9,24 %, или до 2,20 ф. ед.) – одна из характерных особенностей блеклых руд месторождения. Повсеместно присутствует железо, но его содержание не превышает 4,37 %, что соответствует 1,26 ф. ед. Максимальные значения обнаружены в Ag-теннантитах.

Другая важная особенность – присутствие серебра. Выделены две разновидности: малосеребряные (от 0,00 до 1,86 %, или 0,00 до 0,28 ф. ед.) в теннантит-тетраэдритах и высокосеребряные (до 20,26 %, или 3,06 ф. ед.) в теннантитах и тетраэдритах. Следует отметить Ag-теннантиты – довольно редкий представитель среди этого минерального сообщества. Наиболее высокие концентрации серебра (более 20 %) образуют особый вид – фрейбергит в виде мелких включений в галените. Обогащённые серебром разности чаще всего содержат и повышенные концентрации цинка.

Zn-теннантиты и Zn-теннантит-тетраэдриты содержат висмут и теллур. Данные разновидности обладают неоднородным строением, при этом тёмные фазы – Zn-теннантиты или Zn-теннантит-тетраэдриты – содержат незначительные количества теллура или висмута, а наиболее светлым участкам соответствуют голдфилдит-теннантит-тетраэдриты в виде мелких включений в сфалерите с содержанием Te 17,38 %, или 2,16 ф. ед. Особенности высокотеллуристых блеклых руд – небольшое количество Zn и Fe и полное отсутствие Ag. В сростании с голдфилдит-теннантит-тетра-

эдритами установлены аннивит-теннантиты (Bi > 0,66, As + Sb > 3 ф. ед., по [12]). Для минералов характерны значительные содержания цинка (8,29 %, или 1,95 ф. ед.), и по существу они названы аннивит-Zn-теннантитами. Ранее в голдфилдит-теннантит-тетраэдритах изученного месторождения была обнаружена примесь Se до 2,3 % [13].

Из редко встречающихся элементов в составе исследуемых блеклых руд присутствует магний в количестве, не превышающем 0,65 %, или 0,22 ф. ед. Он фиксируется повсеместно во всех трёх разновидностях, но больше всего в тетраэдритах.

Халькопирит также относится в группе второстепенных минералов. Он образует неправильные формы (от десятых долей до 10–15 мм) и тонкие прожилки в ассоциациях с блеклыми рудами и кварцем. Совместно с пиритом встречается в виде мелких включений в нём. Повсеместно образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите. В некоторых случаях замещается ковеллином. Каких-либо элементов-примесей при исследовании его химического состава на уровне чувствительности микросондового анализа не найдено.

Теллуриды представлены гесситом, алтаитом, сильванитом, теллуrowисмутитом, тетрадимитом. Обнаружены в пределах халькопирит-блеклорудной ассоциации. Алтаит, гессит, как правило, – включения неправильной формы (до десятых долей миллиметра) в блеклых рудах. Часто ассоциируют с халькопиритом, реже галенитом. Совместно с кварцем образуют интерстиции. Сильванит присутствует в виде незначительных ксеноморфных выделений (сотые доли миллиметра до 0,5 мм) в сростании с гесситом в блеклых рудах. Мелкие включения теллуrowисмутита и тетрадимита (тысячные – сотые доли миллиметра) определены в голдфилдитах. Форма включений вытянутая, неправильная, редко изометрическая.

Самородное золото месторождения наиболее часто встречается в рудах северного фланга, а также отмечено на южном фланге, хотя и в значительно меньшем количестве. Обладает сложной дендритовидной формой,

Табл. 5. Представительные микрозондовые анализы блеклых руд, %

Table 5. Representative analyses of chemical composition of tennantite-tetrahedrite group minerals, wt %

Образцы	As	Sb	Cu	S	Fe	Zn	Ag	Mn	Te	Bi	Сумма
<i>Теннантит</i>											
1	20,52	0,00	44,01	29,00	1,38	7,06	0,00	0,50	0,00	0,00	102,47
2	15,91	0,61	26,91	26,11	4,37	5,00	20,26	0,00	0,00	0,00	99,17
3	13,15	9,62	40,79	27,48	0,65	7,57	1,13	0,46	0,00	0,00	100,85
4	13,62	7,24	41,95	27,60	0,00	7,72	0,00	0,00	0,00	4,22	102,35
5	16,09	6,10	43,36	27,77	0,62	7,93	0,00	0,00	1,10	0,00	102,97
6	15,62	4,28	42,16	27,63	0,78	7,37	0,00	0,00	0,74	4,20	102,78
<i>Тетраэдрит</i>											
7	6,75	20,27	39,44	26,64	1,20	7,76	0,00	0,39	0,00	0,00	102,45
8	0,00	27,34	25,1	23,08	0,55	5,34	15,25	0,65	0,00	0,00	97,31
9	0,00	27,47	25,63	23,3	0,63	5,31	15,91	0,66	0,00	0,00	98,91
<i>Теннантит-тетраэдрит</i>											
10	12,50	12,33	41,82	27,36	0,69	7,11	0,00	0,47	0,00	0,00	102,28
11	11,19	12,12	39,79	27,05	0,50	7,63	1,34	0,42	0,00	0,00	100,04
12	7,85	17,72	38,62	26,21	0,68	6,78	2,20	0,60	0,00	0,00	100,66
13	9,45	4,47	46,11	26,42	0,00	3,03	0,00	0,00	12,39	0,00	101,87
14	8,81	3,55	46,27	26,47	0,41	2,66	0,00	0,00	11,95	0,00	100,12
15	6,68	4,67	46,91	25,90	0,00	1,16	0,00	0,00	16,02	0,00	101,34
16	6,88	1,71	47,70	26,35	0,00	1,11	0,00	0,00	17,38	0,00	101,13
17	7,81	3,14	46,17	26,65	0,65	2,00	0,00	0,00	14,64	0,00	101,06

имеет мелкие размеры 0,01–0,15 мм (максимальные до 1,00 мм). Характеризуется неоднородным строением с концентрациями Ag от 29,50 до 41,55 %, отличается появлением в виде элемента-примеси Hg до 2,5–3,0 %.

Впервые в рудах с помощью электронного микроанализатора диагностирован минерал из группы сульфосолей, содержащий висмут, селен и серебро. Изучение агрегатных сростаний показало, что им присуще неоднородное зональное строение (см. рис. 5). Светлые зоны представлены фазой, близкой к беррииту ($Ag_{1,5}Cu_{3,5}Pb_3Bi_7S_{16}$), с высокими содержаниями Se (до 4,00 %), тёмные – голдфилдит-теннантит-тетраэдритом.

Среди жильных минералов наиболее распространён кварц. Он образует зёрна размером от 0,01 мм, их агрегаты до 1 мм и более

крупные кристаллы 3–5 мм. Макроскопически обладает серовато-белым, светло-серым, серым до молочного цветами, трещиноватый. Характеризуется аллотриоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой структурами. Встречается в ассоциациях с пиритом, сфалеритом, галенитом. Наиболее распространён в рудах северного фланга.

Гипергенные минералы развиты в основном на северном фланге рудоносной зоны Определяющая. Ковеллин, халькозин, англезит находятся повсеместно в ассоциации с галенитом, сфалеритом, реже блеклыми рудами, образуют мелкие неправильные выделения (0,01–0,03 мм), каймы, оторочки.

Для оценки температур и концентраций гидротермальных минералообразующих растворов применялись методы термобарогеохи-



Кристаллохимические формулы	Минеральные виды и разновидности
<i>Теннантит</i>	
$[Cu^{+}_{9,98}(Zn_{1,56}Fe_{0,36})_{1,91}]_{11,89}(As_{3,95}Mn_{0,12})_{4,07}S_{13,03}$	Zn-теннантит
$[(Cu^{+}_{6,77}Ag_{3,06})_{9,83}(Zn_{1,29}Fe_{1,26})_{2,55}]_{12,38}(Sb_{0,16}As_{3,38})_{3,54}S_{13,12}$	Ag-теннантит (фрейбергит)
$[(Cu^{+}_{9,80}Ag_{0,16})_{9,96}(Zn_{1,77}Fe_{0,18})_{1,95}]_{11,91}(Sb_{1,21}As_{2,68}Mn_{0,12})_{4,00}S_{13,08}$	Ag-содержащий Zn-теннантит
$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{2+}_{0,07}Zn_{1,80})_{1,87}]_{11,87}(Sb_{0,91}As_{2,77}Bi_{0,31})_{3,99}S_{13,14}$	Аннивит-Zn-теннантит
$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{2+}_{0,12}Zn_{1,80}Fe_{0,16})_{2,09}]_{12,09}(Sb_{0,74}As_{3,19}Te_{0,13})_{4,06}S_{12,85}$	Te-содержащий Zn-теннантит
$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{2+}_{0,01}Zn_{1,70}Fe_{0,21})_{1,92}]_{11,92}(Sb_{0,53}As_{3,15}Te_{0,09}Bi_{0,30})_{4,07}S_{13,01}$	Bi-Te-содержащий Zn-теннантит
<i>Тетраэдрит</i>	
$[Cu^{+}_{9,70}(Zn_{1,86}Fe_{0,34})_{2,19}]_{11,89}(Sb_{2,60}As_{1,41}Mn_{0,09})_{4,10}S_{12,99}$	Zn-тетраэдрит
$[(Cu^{+}_{7,23}Ag_{2,59})_{9,82}(Zn_{1,50}Fe_{0,18})_{1,68}]_{11,49}(Sb_{4,11}Mn_{0,22})_{4,33}S_{13,18}$	Ag-содержащий Zn-тетраэдрит
$[(Cu^{+}_{7,23}Ag_{2,59})_{9,82}(Zn_{1,50}Fe_{0,18})_{1,68}]_{11,49}(Sb_{4,11}Mn_{0,22})_{4,33}S_{13,18}$	Ag-содержащий Zn-тетраэдрит
<i>Теннантит-тетраэдрит</i>	
$[Cu^{+}_{9,99}(Zn_{1,65}Fe_{0,19})_{1,84}]_{11,83}(Sb_{1,54}As_{2,53}Mn_{0,16})_{4,23}S_{12,96}$	Zn-теннантит-тетраэдрит
$[(Cu^{+}_{9,74}Ag_{0,19})_{9,93}(Zn_{1,82}Fe_{0,14})_{1,95}]_{11,69}(Sb_{1,55}As_{2,32}Mn_{0,12})_{3,99}S_{13,12}$	Ag-содержащий Zn-теннантит-тетраэдрит
$[(Cu^{+}_{9,67}Ag_{0,32})_{9,99}(Zn_{1,65}Fe_{0,19})_{1,84}]_{11,51}(Sb_{2,32}As_{1,67}Mn_{0,22})_{4,21}S_{13,01}$	Ag-содержащий Zn-теннантит-тетраэдрит
$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{2+}_{1,34}Zn_{0,72})_{2,09}]_{12,06}(Sb_{0,57}As_{1,97}Te_{1,52})_{4,06}S_{12,88}$	Te-содержащий теннантит-тетраэдрит
$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{2+}_{1,46}Zn_{0,64}Fe_{0,12})_{0,76}]_{12,22}(Sb_{0,46}As_{1,85}Te_{1,47})_{3,78}S_{13,00}$	Te-содержащий теннантит-тетраэдрит
$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{2+}_{1,78}Zn_{0,28})_{2,18}]_{12,18}(Sb_{0,52}As_{1,95}Te_{1,43})_{3,89}S_{12,93}$	Голдфилдит-теннантит-тетраэдрит
$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{2+}_{1,88}Zn_{0,27})_{2,15}]_{12,15}(Sb_{0,22}As_{1,45}Te_{2,16})_{3,83}S_{13,01}$	Голдфилдит-теннантит-тетраэдрит
$[Cu^{+}_{10,00}(Cu^{2+}_{1,42}Zn_{0,48}Fe_{0,18})_{2,08}]_{12,08}(Sb_{0,41}As_{1,64}Te_{1,80})_{3,85}S_{13,07}$	Голдфилдит-теннантит-тетраэдрит

мии. По результатам оптических исследований наибольшее количество газовой-жидких включений содержится в хорошо раскристаллизованном кварце и сфалерите. Среди них выделены первичные, вторичные и мнимо вторичные [5]. Первичным включениям свойственны простые формы, удлинённые, эллипсоидные с чёткими контурами. Вторичные и мнимо вторичные имеют более сложные формы, расшнурованные, располагаются преимущественно вдоль трещин. По фазовому составу это двухфазные газовой-жидкие включения с непостоянным объёмом газовой фазы от 10 до 80 %, в среднем 25–30 %.

Прозрачные кристаллы кварца содержат первичные газовой-жидкие включения размером не более 1–2 мк с объёмом газовой фазы 60–80 %. Они часто приурочены к плоскостям

кристаллов кварца. Встречаются также и более сложные включения с нечёткими контурами, негативной формы. Вторичные и мнимо вторичные развиты в микротрещинах кристаллов кварца. Отличаются сложной структурной позицией и морфологией.

Первичные включения в сфалерите имеют крупные размеры до 10 мк. Они удлинённые сферической формы с чёткими контурами. По составу двухфазные. Объём газовой фазы до 40–50 %.

Температура гомогенизации включений лежит в пределах 200–350 °С. В кварце варьирует от 330–350 до 270–150, сфалерите – от 260 до 200 °С.

Мутновское золото-серебро-полиметаллическое месторождение считается одним из перспективных вулканогенных рудных объектов



Южной Камчатки. На южном фланге месторождения распространён сульфидно-полиметаллический тип руд, на северном – золото-серебряный. Марганцевые, марганец-кварц-карбонатные руды развиты повсеместно. Текстуры руд комбинированные: с преобладанием брекчиевой с элементами колломорфной; гнездово-вкрапленной; полосчатой и прожилково-вкрапленной; крустификационно-полосчатой, прожилково-сетчатой, полосчатой с элементами брекчиевой; крустификационно-полосчатой; прожилково-вкрапленной.

Текстурно-структурные анализы руд свидетельствуют о метасоматическом замещении рудовмещающих пород и жильном заполнении трещин.

В строении рудных тел южного фланга жильной зоны Определяющая участвуют пирит-сфалерит-кварцевая, сфалерит-галенит-кварцевая, халькопирит-блеклорудная минеральные ассоциации. Руды отличаются сложным составом с преобладанием зональных минералов при неравномерном распределении элементов-примесей в них. Повышенное содержание сульфидов и обилие второстепенных и редких рудных минералов – отличительная особенность месторождения. Наиболее распространены сульфиды – пирит, сфалерит, галенит; из жильных минералов – кварц. Среди второстепенных и редких минералов установлены: блеклые руды, халькопирит, теллуриды Au, Ag, Pb, Bi, самородное золото, сульфосоли Bi, Se, Ag. Важные в промышленном отношении химические элементы присутствуют в собственной минеральной форме и в виде элементов-примесей. Так, для Au, Ag – самородное золото, гессит, сильванит, фрейбергит, берриит; Te – голдфилдит, гессит, алтаит, сильванит, теллуrowисмутит, тетрадимит; Cu – халькопирит, пирит, сфалерит,

берриит, халькозин, ковеллин; Zn – сфалерит, Zn-содержащие блеклые руды, пирит; Pb – галенит, алтаит, берриит; In – сфалерит; Cd – сфалерит; As – пирит; Hg – самородное золото; Se – берриит; Bi – Bi-содержащие блеклые руды, теллуrowисмутит, тетрадимит, берриит.

В продуктивном кварце и сфалерите обнаружены газово-жидкие включения с температурами гомогенизации от 200 до 350 °С.

Мутновское золото-серебро-полиметаллическое месторождение относится к вулканогенным полихронным и полигенным объектам, сформировавшимся в условиях небольших глубин. Текстурно-структурные особенности, необычное разнообразие минерального состава и форм нахождения рудообразующих элементов, повышенное содержание сульфидов, обилие редких минералов, присутствие главных ценных компонентов в форме собственных минералов и в виде элементов-примесей говорят о сложном многостадийном процессе формирования месторождения, которое продолжается и по сегодняшний день.

Полученные данные можно использовать в качестве критериев в ходе проведения возможных геологоразведочных работ на месторождении и для дальнейшего его изучения.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования ИВиС ДВО РАН В. В. Куликову, А. А. Платонову за помощь в подготовке, обработке каменного материала, изготовлении полированных штуфов и анилифов, Р. Н. Куликовой – пластинок, Аналитического центра ИВиС ДВО РАН Н. И. Чебровой и А. О. Садовниковой, АСИЦ ИПТМ РАН В. К. Карандашеву – за выполнение аналитических работ, рецензентам – за важные и ценные рекомендации.

Список литературы

1. *Артюхов В. Р., Бушуев А. С.* Отчет о результатах геологических работ на Мутновском золото-серебряном месторождении (1-й этап) с под-

счетом запасов по состоянию на 01.10.2005 года и технико-экономическим обоснованием временных кондиций. Книга 1. – Петропавловск-



- Камчатский : Министерство природных ресурсов РФ ; СТЕППС ИСТ; Камчатгеология, 2005. – 131 с.
2. *Василевский М. М.* Вулканогенно-рудные пояса и центры // Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций. – М. : Недра, 1977. – С. 86–95.
 3. *Владавец В. И.* Начало // Бюллетень вулканологических станций. – 1974. – № 50. – С. 39.
 4. *Декусар З. Б., Семина Л. П., Спиченкова М. В.* Отчет о гидрогеологических исследованиях масштаба 1 : 200 000, проведенных на территории листов N-57-XXXIII в 1971–1973 гг. – Петропавловск-Камчатский : ПГО «Камчатгеология», 1977. – 293 с.
 5. *Ермаков Н. П., Долгов Ю. А.* Термобарогеохимия. – М. : Недра, 1979. – 271 с.
 6. *Зобенько О. А., Абрамова В. Д., Округин В. М., Философова Т. М., Яблокова Д. А.* Элементы-примеси в пирите Мутновского Au-Ag-полиметаллического месторождения (Южная Камчатка) по данным LA-ICP-MS // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа, Москва, 26–30 ноября 2018 г. – Сборник материалов. – М. : ИГЕМ РАН, 2018. – С. 156–159.
 7. *Игнатъев Е. К., Лезин В. И.* Пояснительная записка к технологическим пробам Мутновского месторождения (Южная Камчатка). – Камчатская область, пос. Мильково : ГПП ЦКГЭ «Камчатгеология», 1992. – 34 с.
 8. *Краткая объяснительная записка. Каталог месторождений, проявлений, пунктов минерализаций и ореолов рассеяния полезных ископаемых. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1 : 500 000 / гл. ред. А. Ф. Литвинов, М. Г. Патока, Б. А. Марковский.* – Петропавловск-Камчатский : СП КФ ВСЕГЕИ, 1999. – 520 с.
 9. *Лоншаков Е. А.* Кайнозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Южной Камчатки // Тихоокеанская геология. – 1982. – № 6. – С. 94–97.
 10. *Лоншаков Е. А.* Ряды вулcano-тектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южно-Камчатского района // Бюллетень вулканологических станций. – 1979. – № 57. – С. 79–81.
 11. *Лоншаков Е. А., Бархатов Ю. В., Олейник В. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Юго-Восточной Камчатки // Отчет Гореловской партии ПГТС м-ба 1 : 50 000 по работам 1974–1979 гг. в 4 томах. Том I, книга 2. Полезные ископаемые. – Петропавловск-Камчатский : МГ РСФСР КТГУ ГЭ, 1979. – 287 с.
 12. *Мозгова Н. Н., Цепин А. И.* Блеклые руды (особенности химического состава и свойств). – М. : Наука, 1983. – 279 с.
 13. *Округин В. М.* Мутновское серебро-полиметаллическое месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 книгах. Книга 1 / под ред. А. И. Ханчука. – Владивосток : Дальнаука, 2006. – С. 712–716.
 14. *Округин В. М.* Удивительное в минералогии эпitherмальных месторождений Камчатки // Современный вулканизм и связанные с ним процессы. Доклады юбилейной сессии Ученого совета Института вулканологии ДВО РАН, посвященной 275-летию Российской академии наук. – Петропавловск-Камчатский : Камчатский печатный двор, 1999. – С. 137–140.
 15. *Округин В. М., Зобенько О. А., Абрамова В. Д., Яблокова Д. А.* Мышьяк и золото в дендритах пирита Мутновского Au-Ag-полиметаллического месторождения // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы XXII Всероссийской научной конференции, посвящённой Дню вулканолога, 28–29 марта 2019 г. – Петропавловск-Камчатский : ИВиС ДВО РАН, 2019. – С. 209–212.
 16. *Патока М. Г., Литвинов А. Ф., Петренко И. Д., Фролов Ю. Ф.* Камчатка – новая золоторудная провинция России // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа. (Материалы региональной научно-практической конференции, 31 марта – 1 апреля 1999 г.). – Петропавловск-Камчатский : Камшат, 1999. – С. 71–72.
 17. *Петренко И. Д.* Золото-серебряная формация Камчатки. – Петропавловск-Камчатский : Издво Санкт-Петербургской картографической фабрики ВСЕГЕИ, 1999. – 116 с.
 18. *Петренко И. Д., Большаков Н. М.* Структурная позиция и возраст золото-серебряного оруденения Южной Камчатки на примере Мутновского месторождения // Тихоокеанская геология. – 1991. – № 5. – С. 100–111.
 19. *Райхлин А. И., Иноземцев И. Н.* Отчет о результатах геологических работ на Мутновском зо-



лото-серебряном месторождении (1-й этап) с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.2005 года и технико-экономическим обоснованием временных кондиций. Федеральное государственное унитарное предприятие Всероссийский научно-исследовательский институт экономики минерального сырья и недропользования (ВИЭМС). – М., 2007. – 180 с.

20. Шеймович В. С., Патока М. Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. – М. : Недра, 1989. – 207 с.
21. Lattanzi P., Okrugin V., Corsini A., Ignatiev A., Okrugina A., Tchubarov V., Livi S. Base and precious metal mineralization in the Mutnovsky area, Kamchatka, Russia // Society of Economic Geologists. News Letter. – 1995. – № 20. – P. 5–9.

22. Okrugin V. M., Zelensky M. E. Miocene to quaternary center of volcanic, hydrothermal and ore forming activity in the Southern Kamchatka // Metallogeny of the Pacific Northwest. – Vladivostok. 2004. – P. 147–174.

23. Okrugin V. M. Part 1. Mutnovsky geothermal field: Mutnovsky Hydrothermal Field Uzon-Geyser Depression / Chudaev (ed.) Post-Session Field Trip to Kamchatka. 8th International Symposium on Water-Rock Interaction. – Russia, Vladivostok. – 1995. – P. 1–29.

24. Takahashi R., Matsueda H., Okrugin Victor M., Shuji Ono. Polimetallitic and Au-Ag mineralization at the Mutnovskoe deposit in South Kamchatka // Resource Geology. – 2006. – Vol. 56, №. 2. – P. 141–156.

References

1. Artyukhov V. R., Bushuev A. S. Otchet o rezul'tatakh geologicheskikh rabot na Mutnovskom zoloto-serebryanom mestorozhdenii (1-i etap) s podschetom zapasov po sostoyaniyu na 01.10.2005 goda i tekhniko-ekonomicheskim obosnovaniem vremennykh konditsii. Kniga 1. [Report on the results of geological work at the Mutnovsky gold and silver deposit (1st stage) with the calculation of reserves as of 01.10.2005 and a feasibility study of temporary conditions. Book 1], Petropavlovsk-Kamchatsky, Kamchatgeologiya Publ., 2005, 131 p.
2. Vasilevskii M. M. Vulkanogenno-rudnye poyasa i tsentry [Volcanogenic-ore belts and centers], *Prognoznaya otsenka rudonosnosti vulkanogennykh formatsii* [Predictive assessment of ore bearing of volcanic formations], Moscow, Nedra Publ., 1977, pp. 86–95.
3. Vlodayets V. I. Nachalo [Nachalo], *Byulleten' vulkanologicheskikh stantsii* [Bulletin of volcanological stations], 1974, No 50, p. 39. (In Russ.).
4. Dekusar Z. B., Semina L. P., Spichenkova M. V. Otchet o gidrogeologicheskikh issledovaniyakh masshtaba 1 : 200 000, provedennykh na territorii listov N-57-XXXIII v 1971–1973 gg. [Report on hydrogeological studies on a scale of 1 : 200 000 conducted on the territory of sheets N-57-XXXIII in 1971–1973], Petropavlovsk-Kamchatsky, 1977.
5. Ermakov N. P., Dolgov Yu. A. Termobarogeokhimiya, Moscow, Nedra Publ., 1979, 271 p.
6. Zoben'ko O. A., Abramova V. D., Okrugin V. M., Filosofova T. M., Yablokova D. A. Elementy-primesi v pirite Mutnovskogo Au-Ag-polimetallicheskogo mestorozhdeniya (Yuzhnaya Kamchatka) po dannyam LA-ICP-MS [Impurity elements in the pyrite of the Mutnovsky Au-Ag polymetallic deposit (Southern Kamchatka) according to LA-ICP-MS], *Novoe v poznanii protsessov rudoobrazovaniya: Vos'maya Rossiiskaya molodezhnaya nauchno-prakticheskaya Shkola, Moskva, 26–30 noyabrya 2018 g.* [New in the knowledge of ore formation processes: The Eighth Russian Youth Scientific and Practical School, Moscow, 26–30 November 2018], Moscow, IGM RAN Publ., 2018, pp. 156–159.
7. Ignat'ev E. K., Lezin V. I. Poyasnitel'naya zapiska k tekhnologicheskim probam Mutnovskogo mestorozhdeniya (Yuzhnaya Kamchatka) [Explanatory note to the technological samples of the Mutnovsky deposit (Southern Kamchatka)], Kamchatka region, Milkovo, Kamchatgeologiya Publ., 1992, 34 p.
8. Kratkaya ob'yasnitel'naya zapiska. Katalog mestorozhdenii, proyavlenii, punktov mineralizatsii i oreolov rasseyaniya poleznykh iskopaemykh. Karta poleznykh iskopaemykh Kamchatskoi oblasti masshtaba 1 : 500 000 [Brief explanatory note. Catalog of deposits, manifestations, points of mineralization and halos of scattering of minerals. Map of mineral resources of the Kamchatka region scale 1 : 500 000], Petropavlovsk-Kamchatsky, SP KF VSEGEI Publ., 1999, 520 p.
9. Lonshakov E. A. Kainozoiskie vulkanogennye i vulkanogenno-osadochnye formatsii Yuzhnoi Kamchatki [Cenozoic volcanogenic and volcanogenic-



- sedimentary formations of Southern Kamchatka], *Tikhookeanskaya geologiya [Russian Journal of Pacific Geology]*, 1982, No 6, pp. 94–97. (In Russ.).
10. Lonshakov E. A. Ryady vulkano-tektonicheskikh struktur i strukturno-veshchestvennye paragenezisy Yuzhno-Kamchatskogo raiona [Series of volcanic-tectonic structures and structural-material parageneses of the South Kamchatka region], *Byulleten' vulkanicheskikh stantsii [Bulletin of volcanic stations]*, 1979, No 57, pp. 79–81. (In Russ.).
 11. Lonshakov E. A., Barkhatov Yu. V., Oleynic V. I. Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye Yugo-Vostochnoi Kamchatki [Geological structure and minerals of Southeastern Kamchatka], *Otchet Gorelovskoi partii PGTS m-ba1 : 50 000 po rabotam 1974–1979 gg. v 4-kh tomakh. Tom I, kniga 2. Poleznye iskopaemye [Report of the Gorelovskaya party of PGTS scale 1 : 50 000 on the works of 1974–1979 in 4 vol. I, book 2. Minerals]*, Petropavlovsk-Kamchatsky, MG RMFSR KTGU GE Publ., 1979, 287 p.
 12. Mozgova N. N., Tsepin A. I. Bleklye rudy (osobennosti khimicheskogo sostava i svoystv) [Fahlores (features of chemical composition and properties)], Moscow, Nauka Publ., 1983, 279 p.
 13. Okrugin V. M. Mutnovskoe srebro-polimetallicheskoe mestorozhdenie [Mutnovsky silver-poly-metallic deposit], *Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii. V 2 knigakh. Kniga 1 [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the East of Russia. In 2 books. Book 1]*, Vladivostok, Dal'nauka Publ., 2006, pp. 712–716.
 14. Okrugin V. M. Udivitel'noe v mineralogii epitermal'nykh mestorozhdenii Kamchatki [Amazing in mineralogy of epithermal deposits of Kamchatka], *Sovremennyyi vulkanizm i svyazannye s nim protsessy. Doklady yubileinoi sessii uchenogo soveta Instituta vulkanologii DVO RAN, posvyashchennoi 275-letiyu Rossiiskoi akademii nauk [Modern volcanism and related processes. Reports of the jubilee session of the Scientific Council of the Institute of Volcanology of the FEB RAS, dedicated to the 275th anniversary of the Russian Academy of Sciences]*, Petropavlovsk-Kamchatsky, 1999, pp. 137–140.
 15. Okrugin V. M., Zoben'ko O. A., Abramova V. D., Yablokova D. A. Mysh'yak i zoloto v dendritakh pirita Mutnovskogo Au-Ag-polimetallicheskogo mestorozhdeniya [Arsenic and gold in pyrite dendrites of Mutnovsky Au-Ag polymetallic deposit], *Vulkanizm i svyazannye s nim protsessy. Materialy XXII Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii, posvyashchennoi Dnyu vulkanologa, 28–29 marta 2019 g. [Volcanism and related processes. Materials of the XXII All-Russian Scientific Conference dedicated to the Day of Volcanologist, March 28–29, 2019]*, Petropavlovsk-Kamchatskii, IViS DVO RAN Publ., 2019, pp. 209–212.
 16. Patoka M. G., Litvinov A. F., Petrenko I. D., Frolov Yu. F. Kamchatka – novaya zolotorudnaya provintsiya Rossii [Kamchatka is a new gold-mining province of Russia], *Geologiya i poleznye iskopaemye Kamchatskoi oblasti i Koryakskogo autonomnogo okruga. Materialy regional'noi nauchno-prakticheskoi konferentsii 31 marta – 1 aprelya [Geology and minerals of the Kamchatka Region and the Koryak Autonomous Okrug. Materials of the regional scientific and practical conference March 31 – April 1]*, Petropavlovsk-Kamchatsky, 1999, pp. 71–72.
 17. Petrenko I. D. Zoloto-serebryanaya formatsiya Kamchatki [Gold-silver formation of Kamchatka], Petropavlovsk-Kamchatsky, 1999, 116 p.
 18. Petrenko I. D., Bol'shakov N. M. Strukturnaya pozitsiya i vozrast zoloto-serebryanogo orudneniya Yuzhnoi Kamchatki na primere Mutnovskogo mestorozhdeniya [The structural position and age of the gold and silver mineralization of Southern Kamchatka on the example of the Mutnovsky deposit], *Tikhookeanskaya geologiya [Russian Journal of Pacific Geology]*, 1991, No 5, pp. 100–111. (In Russ.).
 19. Raikhlin A. I., Inozemtsev I. N. Otchet o rezultatakh geologicheskikh rabot na Mutnovskom zoloto-serebryanom mestorozhdenii (1-i etap) s podschetom zapasov po sostoyaniyu na 01.10.2005 goda i tekhniko-ekonomicheskim obosnovaniem vremennykh konditsii [Report on the results of geological work at the Mutnovsky gold and silver deposit (1st stage) with the calculation of reserves as of 01.10.2005 and a feasibility study of temporary conditions], VIEMS, Moscow, 2007, 180 p.
 20. Sheimovich V. S., Patoka M. G. Geologicheskoe stroenie zon aktivnogo kainozoiskogo vulkanizma [Geological structure of active Cenozoic volcanism zones], Moscow, Nedra Publ., 1989, 207 p.

21. Lattanzi P., Okrugin V., Corsini A. [et. al.]. Base and precious metal mineralization in the Mutnovsky area, Kamchatka, Russia, Society of Economic Geologists. News Letter, 1995, No 20, pp. 5–9.
22. Okrugin V. M., Zelensky M. E. Miocene to quaternary center of volcanic, hydrothermal and ore forming activity in the Southern Kamchatka, Metallogeny of the Pacific Northwest, Vladivostok, 2004, pp. 147–174.
23. Okrugin V. M. Part 1. Mutnovsky geothermal field: Mutnovsky Hydrothermal Field Uzon-Geyser Depression, Post-Session Field Trip to Kamchatka. 8th International Symposium on Water-Rock Interaction, Vladivostok, 1995, pp. 1–29.
24. Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V., Ono S. Polimetallic and Au-Ag mineralization at the Mutnovskoe deposit in South Kamchatka, Resource Geology, 2006, V. 56, No 2, pp. 141–156.

Авторы

Шишканова Ксения Олеговна

научный сотрудник
shks_1507@mail.ru

Округин Виктор Михайлович

кандидат геолого-минералогических наук

Философова Татьяна Михайловна

научный сотрудник
philosofova@yandex.ru

ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
г. Петропавловск-Камчатский, Россия

Authors

Ksenia O. Shishkanova

Researcher
shks_1507@mail.ru

Viktor M. Okrugin

PhD

Tatyana M. Filosofova

Researcher
philosofova@yandex.ru

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS,
Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia



ДИСКУССИИ

УДК 551.435:551.21 (678)

Адвективные структуры толщ дна озера Натрон и его окружения (Танзания)

Advective structures of the bottom of lake Natron and its surroundings (Tanzania)

Барышев А. Н.

Baryshev A. N.

Рассмотрены особенности развития слаболифитированных осадков дна и общей структуры озера Натрон на фоне сезонного его высыхания и обводнения с учётом закономерностей адвекции, периодического размещения ячеистых зональных адвективных структур в пространстве. Конседиментационные структуры в осадках озера демонстрируют условия образования содовых руд и их позиции. Приводимые космо- и аэрофотоснимки содержат уникальную генетическую информацию об эволюции геохимии и развития преобразований морфологии дна в процессе осадкообразования, о наличии двух источников, питающих озеро – речного и грязевых извержений смежного вулкана Олдоиньо-Ленгаи, якобы единственного на Земле, извергающего карбонатитовые лавы. Комбинация двух источников и двух процессов приводит к развитию эпимагматической фреато-гидротермальной рециклинговой системы. В ней массы озера проникают через трещинные структуры в надочаговое пространство вулкана, обеспечивая грязевую вулканизм растворов содовых масс, содержащих органическое вещество осадков. Содовые извержения вулкана не являются карбонатитовыми лавами.

Показано морфологическое подобие и различие структур – мелких кратеров на дне озера, образованных в связи с адвекцией маломощных слоёв осадочного материала, и расположенных рядом крупных кратеров среди вулканических толщ по берегам озера, как кальдер проседания, так и кальдер взрыва, связанных с магматическим и с грязевым типами вулканизма в обстановке присдвиговой транстенсии.

Ключевые слова: озеро Натрон, нелитифицированные осадки, сода, адвекция, ячеистая структура, кратеры, зональность, рифт Грегори.

In this study we consider the features of the development of weakly lithified bottom sediments and the general structure of lake Natron against the background of its seasonal drying and watering. This study takes into account the laws of advection and the periodic placement of cellular zonal advective structures in space. The consedimentary structures in the lake sediments demonstrate the conditions for the formation of sodic ores and their positions. Provided space and aerial photographs depict unique genetic information about the evolution of geochemistry and the development of bottom morphology during sedimentation. This includes the presence of two sources that feed the lake – river and mud eruptions of the adjacent Oldoinyo-Lengai volcano, supposedly the only one on Earth that erupts carbonate lavas. The combination of two sources and two processes leads to the development of an epimagmatic phreato-hydrothermal recycling system. In it, the masses of the lake penetrate through fissure structures into the suprafocal space of the volcano, providing mud volcanism with solutions of soda masses containing organic matter of sediments. Volcanic soda eruptions are not carbonate lavas.

The morphological similarities and differences of structures are shown – small craters on the bottom of the lake, associated with the advection of thin layers of sedimentary material; large craters located nearby among volcanic strata along the shores of the lake; and both subsidence calderas and explosion calderas associated with magmatic and mud types of volcanism in the setting of strike-slip transtension.

Keywords: Lake Natron, unlithified sediments, soda, advection, cellular structure, craters, zoning, Gregory Rift.

Для цитирования: Барышев А. Н. Адвективные структуры толщ дна озера Натрон и его окружения (Танзания). Руды и металлы. 2022. № 3. С. 101–109. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10019.

For citation: Baryshev A. N. Advective structures of the bottom of lake Natron and its surroundings (Tanzania). Ores and metals, 2022, № 3, pp. 101–109. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10019.

Озеро Натрон весьма интересно в разных аспектах. Его особая позиция, соотношение с окружающими вулканами рассмотрены в статье [2]. Самая главная примечательность озера – чрезвычайно большая щёлочность (рН 9–10,5) за счёт насыщения натровыми карбонатами, откуда и пошло его название. Весьма своеобразны адвективные структуры его дна. Исследовать их сущность дают возможность многочисленные космо- и аэрофотоснимки, выложенные в Интернете, к сожалению, часто без точных сведений об их авторах. Интерес для нас представляет не только озеро, но и кратерные структуры его окружения.

Кратерные структуры на Востоке Африки, в частности в рифте Грегори, проявлены с такой отчётливостью, что территория вулканов с их кальдерами на западном борту рифта именуется Кратерным нагорьем. К кратерам здесь относят кальдеры проседания, как у вулкана Нгоронгоро, и кальдеры взрыва, например на вершине вулкана Олдоиньо-Ленгаи, прилегающего к борту рифта (рис. 1). Кратерное нагорье примечательно и тем, что геоморфология кальдер его вулканов подобна многим кратерам на поверхности Луны, подавляющему большинству которых приписывается ударно-метеоритное происхождение, что весьма дискуссионно.

Кратерное нагорье сложено позднеплиоценовыми и раннеплейстоценовыми породами базальтовой серии [1]. Нижний горизонт составляют базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и пирокласты. В верхнем горизонте к тем же породам добавились фонолиты. Нагорье возвышается над рифтом, но оно не только занимает его позицию. Вдоль единой линии, начиная от северо-западного борта рифта оз. Эяси, по азимуту 29° на протяжении более 250 км «в струнку» размещается цепочка вулканов: Олмоти, Олдоиньо-Ленгаи, Шомболи, Лендурут, Олоргасайлие, Ол-Эсайети. Столь протяжённая прямая линия в сочетании с прямыми линейными структурами фундамента вулканов в восточном борту оз. Натрон и его дна не оставляют сомнения в существенной роли сдвиговых нарушений при рифтообразовании. Именно присдвиговая

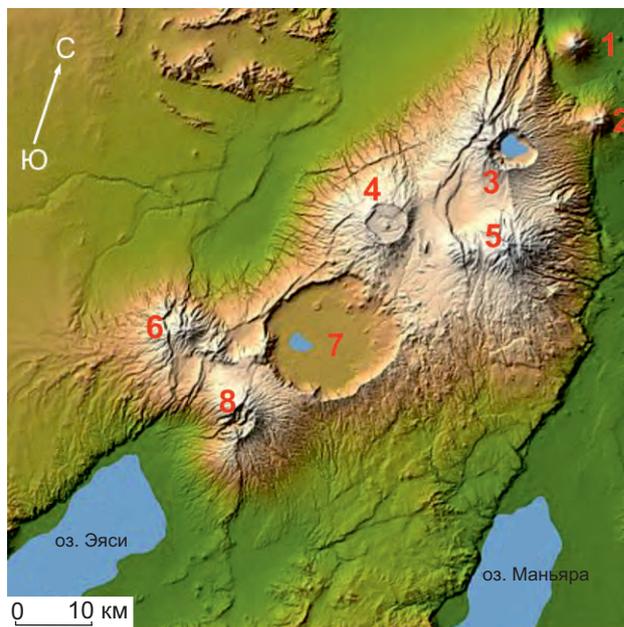


Рис. 1. Вулканы Кратерного нагорья рифта Грегори:

1 – Олдоиньо-Ленгаи, 2 – Керимаси, 3 – Эмбагаи, 4 – Олмоти, 5 – Лулмаласин, 6 – Лемагарут, 7 – Нгоронгоро, 8 – Олдеани

Fig. 1. Volcanoes of the Crater Highlands of the Gregory Rift:
1 – Oldoinyo-Lengai, 2 – Kerimasi, 3 – Embagai, 4 – Olmoti, 5 – Lulmalasin, 6 – Lemagarut, 7 – Ngorongoro, 8 – Oldeani

транстенсия, наряду с гравитационной неустойчивостью астеносферы, служит важнейшим фактором для подъёма глубинных масс, волнообразно развивающихся вдоль одного направления [3]. Адвекция волн приводит к образованию вулканогенных кратеров. В этой же геодинамической обстановке, но не в борту рифта, а на его дне находится оз. Натрон. Соотношение развития вулканов и озера описано в работе [2].

Озеро Натрон простирается с севера на юг на 57 км при ширине до 22 км. На севере оно питается водами р. Эвасо-Нгири с устьем (2°00'40" ю. ш.), расположенным у западного подножия вулкана Шомболи. Река питается главным образом за счёт дождей и несёт много примесей, в том числе органики, что нашло отражение в её названии (в переводе с языка

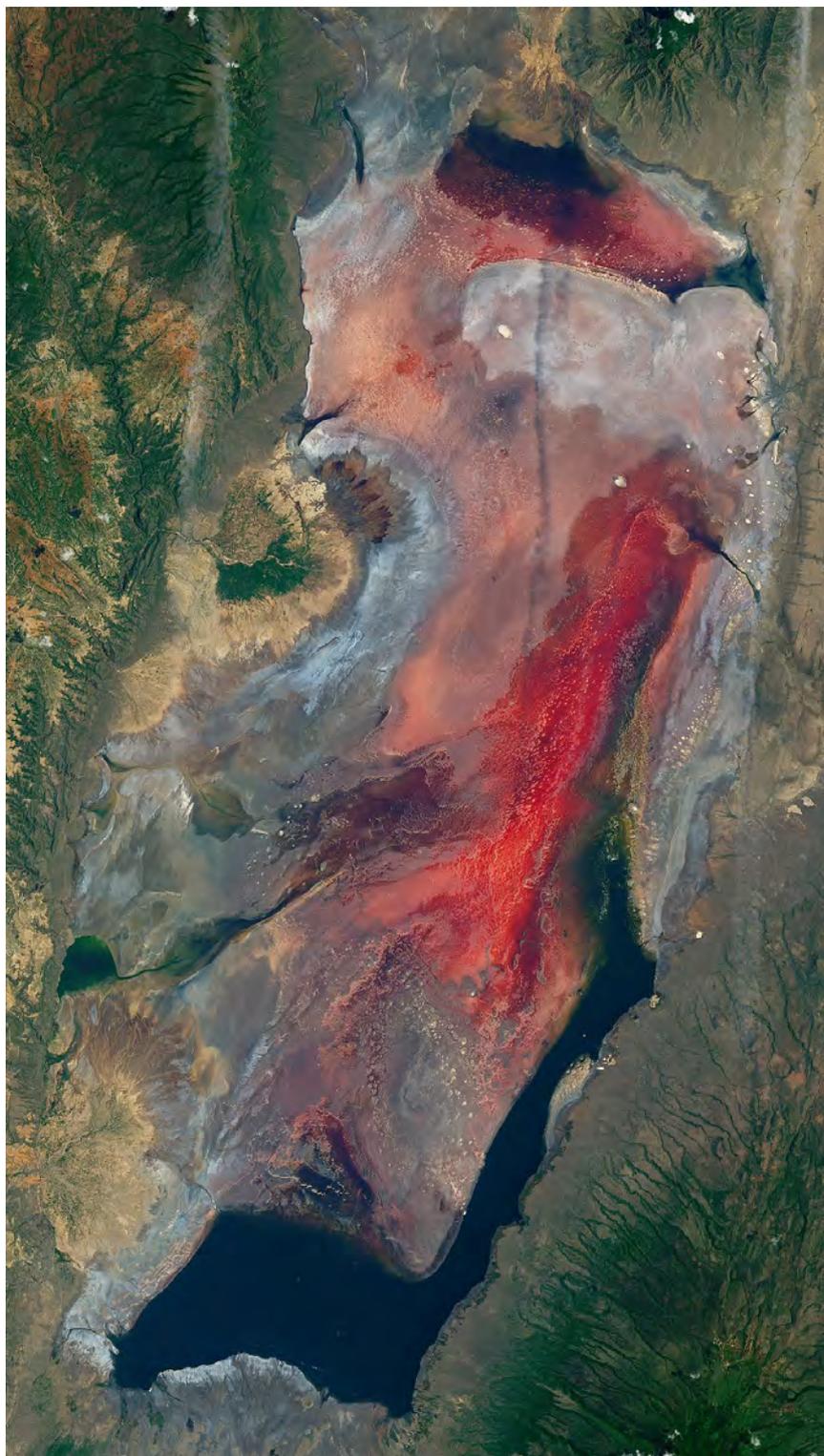


Рис. 2. Озеро Натрон и его структура, выраженная изменением цвета осадков дна

Fig. 2. Lake Natron and its structure, marked by the change of colour at the bottom sediments

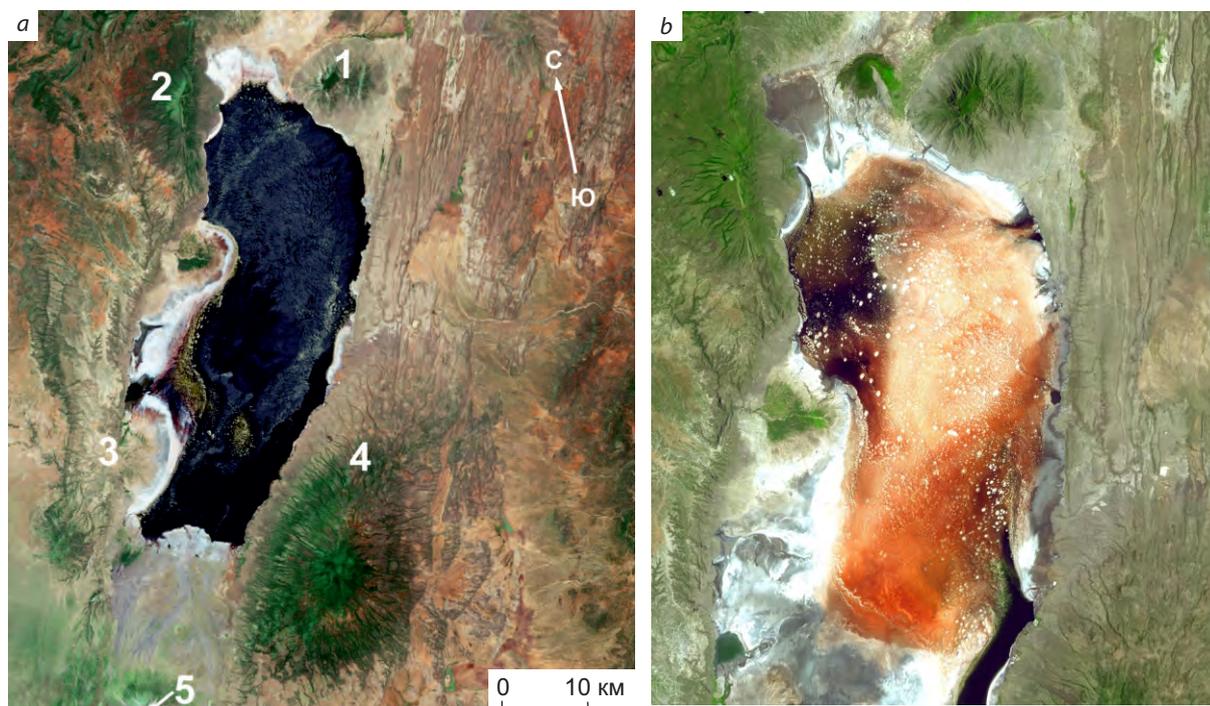


Рис. 3. Позиция оз. Натрон относительно вулканов рифта Грегори (а). Потеря контрастности крупных структур дна, возрастание размера ячеистых структур (мелкие белые пятна) при высыхании озера (b):

вулканы: 1 – Шомболи, 2 – Олдоиньо-Самбу, 3 – Мосоник, 4 – Гелаи, 5 – Олдоиньо-Ленгаи; остальные пояснения – в тексте

Fig. 3. The position of lake Natron relative to the volcanoes of the Gregory Rift (a). Loss of contrast of large bottom structures, increase in the size of cellular structures (small white spots) when the lake dries up (b):

volcanoes: 1 – Shomboli, 2 – Oldoinyo-Sambu, 3 – Mosonic, 4 – Gelai, 5 – Oldoinyo-Lengai; other explanations are in the text

племени самбуру означает «река коричневой воды»). Распространение озера на юг ограничивается грязевыми потоками от вулкана Олдоиньо-Ленгаи. Глубина водоёма в период дождей достигает 3 м, а в засушливое время его площадь сокращается более чем вдвое. При малом интервале глубин цвет озера позволяет судить о многих особенностях его развития.

Цвет илистого дна зависит от содержания биогенной органики в слоях осадков и её преобразования при отмирании, выгорании и сублимации. Красный цвет обусловлен наличием цианобактерий *Spirulina*, *Cyanospira* – носителей каротиноида *Astaxanthin*. На солнце при

высыхании органика отмирает, выгорает, приобретает сначала тёмно-бурый цвет, а потом чёрный. После этого и чёрная органика сублимирует или выгорает, оставляя белую щелочно-карбонатную основу. Таким образом, смена окраски слоёв определённого ритма отражает годовичные сезонные изменения, а её латеральная зональность – разные глубинные уровни дна. По кольцевым структурам слоёв можно выделять ячеистые адвективные структуры. Большой фактический материал для такого анализа дают снимки озера из космоса (рис. 2, 3).

Дно озера демонстрирует асимметричную зональность, отражающую элементы структу-



ры фундамента, глубину дна и состав его толщ. Максимальную глубину имеет красная зона, находящаяся ближе к восточному борту водоёма. В направлении к его берегам красная зона сменяется бежевой, далее белой. Разных оттенков бурый, серый и чёрный цвета появляются при гибели носителей каротиноида и выгорании органики. То есть цвет слоёв зависит и от глубины, и от экспозиции слоя на солнце при высыхании озера. Чёрные массы на юге озера прошли иную эволюцию. Они снесены с вулкана Олдоиньо-Ленгаи. В его недра сначала были затянуты сверху по разломам продукты осадков, потом извержены в виде чёрных потоков, более мощных, чем осадки на севере озера. Потоки запрудили озеро на юге [2]. Основная рифтогенная зона протягивается от вулкана Олдоиньо-Ленгаи к северо-северо-востоку через западное подножие вулкана Гелаи к восточному подножию вулкана Шомболи. Прямолинейные разломы в восточном борту рифтогена хорошо видны на выжженной поверхности (см. рис. 3, а). Рифтогенная зона осложнена поперечным адвективным поднятием, расположенным юго-западнее вулкана Шомболи (см. рис 2). Поднятие (возможный предвестник зарождения нового вулкана) выражено белыми карбонатными массами, а его волновые осложнения на фоне поднятия – фестончатым контуром границы с бежевыми массами. Осложнения имеют длину волны около 3 км.

На фоне общей картины зональности озера, отражающей малоамплитудные (менее 3 м) поднятия или опускания дна, почти на все зоны накладываются структуры, которые выглядят как белые пятна небольшого размера, нередко образующие цепочки вдоль прямых линий, иногда с выдержанным расстоянием между пятнами, особенно в восточной части озера. Причём по мере высыхания озера пятна становятся более крупными, в чём нетрудно убедиться, сравнивая рисунки 2 и 3. Раскрытие сущности этих пятен помогает установить некоторые закономерности адвекции внутри слоистой толщи дна, адвекции и просачивания вниз карбонатсодержащих растворов при образовании такыров во время высыхания озера (рис. 4–6).

Намечаются два вида пятен: с концентрической зональностью и полностью белые, соответствующие карбонату. Первые состоят из концентрических полос разного цвета. Их происхождение путём адвекции при пластическом внедрении тонкослоистой толщи через расположенную выше толщу сомнений не вызывает. Ячеи могут иметь разные размеры и детали морфологии (см. рис. 4).

По текстуре крупной ячеи (см. рис. 4, а) отчётливо видно, что в адвекцию вовлечена слоистая толща с разной мощностью слоёв. Слои образуют ритмы, завершающиеся белым чистым карбонатом. При этом нижний (внутренний в ячее) слой в своей верхней части формирует серию волнообразных поднятий, не отражающихся вверху в других слоях (т. е. адвекция происходит внутри ритма). Причиной такой адвекции могли стать два обстоятельства: повышенная мощность и меньшая вязкость илистого (тёмного) слоя. Расположенные рядом мелкие ячеи дополнительно демонстрируют другие особенности адвекции. Во-первых, ячеи размещены в одну линию через почти равные расстояния между ними. Это указывает на то, что они находятся над линейной зоной с волновыми осложнениями, вероятней всего, вдоль флексуры или внизу разлома в твёрдых породах. Во-вторых, ячеи не вполне круглые, а эллипсовидные, их концентрическая текстура асимметрична. Это может говорить о том, что массы дна в процессе адвекции слоёв не только всплывали, но и перемещались по латерали (ползли), наклоня и растягивая ячею, искажая симметричную зональность.

При полном высыхании озера, увеличении вязкости масс дна адвекция затрудняется и прекращается (см. рис. 5, а). Перед этим сквозь красный слой (ещё «живой», судя по наличию каротиноида) в него поднимались старые белые слои (см. рис. 5, b, c). Сначала белый карбонатный слой лишь подступал к поверхности красного слоя, потом прорывал его, образуя концентрическую зональность ячеи. Вполне понятно, что такой процесс адвекции в конце своего развития может образовать невысокий вал вокруг ячеи (см. рис. 5, d). Вопрос, каким образом из ячеи удаляется её со-



Рис. 4. Концентрическая асимметричная зональность ячеек при адвекции тонко слоенной толщи и их пространственная периодичность размещения (пояснения – в тексте)

Fig. 4. Concentric asymmetric zonation of cells during advection of a thinly layered stratum and their spatial periodicity of distribution (explanations – in the text)



Рис. 5. Развитие кратеров в илистом дне оз. Натрон, разбитом на блоки, подобные такыру:

a – выделения карбоната с хорошо выраженной концентрической зональностью на поверхности бежевой зоны (вид с севера, вдали вулканы, слева Керимаси, Олдоиньо-Ленгаи, справа Кратерное нагорье); *b-c* – последовательные фазы прорыва дна адвективной ячейки; *d* – кратеры в слоистой толще красной зоны (вид с юга, вдали вулкан Шомболи)

Fig. 5. Development of craters in the muddy bottom of the lake Natron, broken into blocks similar to takir textures:

a – carbonate segregations with well-defined concentric zonation on the surface of the beige zone (view from the north, volcanoes in the distance: Kerimasi and Oldoinyo-Lengai on the left, Crater Highlands on the right); *b-c* – successive phases of a bottom breakthrough by an advective cell; *d* – craters in the layered strata of the red zone (view from the south, Shomboli volcano in the distance)



Рис. 6. Такыр на дне озера. Приуроченность пятнистых белых карбонатных масс к границам полигональных блоков (фото George Steinmetz): о масштабе можно судить по тени от небольшого самолёта рядом с крупным пятном)

Fig. 6. Takir textures at the bottom of the lake. Confinement of spotted white carbonate masses to the boundaries of polygonal blocks (photo by George Steinmetz): the scale can be judged by the shadow casted by a small aircraft next to a large spot

держимое и при этом выставляется напоказ в стенках кратера слоистость дна озера, остаётся открытым. Ответы могут быть лишь предполагаться. Один из них может следовать из того, что в толщах дна проявляется не только адвекция, но и процессы, сопровождающие образование такыров (см. рис. 6).

Как видно на аэрофотографии, ячеи пятнистых белых карбонатных масс, причём местами с концентрической зональностью, располагаются на границах полигональных блоков. Почти каждый из полигональных блоков такыра размером в несколько десятков метров имеет плавно изменяющуюся окраску, свидетельствующую об относительно большем подъёме левой стороны (более светлой, чем правой). Деформационные структуры (трещины) по границам блоков благоприятствовали проникновению по ним вниз атмосферных вод, которые растворяли карбонаты дна, имевшие повышенную щёлочность.

О результате такого процесса можно судить по редкой фотографии, выложенной в интер-

нете (рис. 7). При прохождении через слоистую толщу вода растворяла карбонаты слоёв толщи дна, а ниже происходило их переотложение в виде сталактитов в пористой среде. При этом более толстые сталактиты образовывались при растворении более мощного слоя.

Можно предположить, что образование небольших кратеров на месте адвективных ячей поверхности дна озера (см. рис. 5, *d*) происходило по такому механизму. В каждом кратере на дне видны белые массы карбоната, который отсутствует в разрезе стенок. То есть на месте кратера был карбонатный диапир, рвущий слоистую толщу (ячеистая адвекция). Линейная серия «карбонатных грибов», запечатлённая на фото (см. рис. 7), могла образоваться по периодически размещённым ячеям. Илистая масса, в которой возникли сталактиты, очевидно высохла, рассыпалась и вынесена ветром.

Адвективные структуры в толщах дна озера при очень малой амплитуде подъёма проявлены в разном масштабе. Для них характерна асимметричная концентрическая зональность за счёт слоистого характера толщ дна. Существует периодичность пространственно-



Рис. 7. Образование «многокорневых многослойных грибов» за счёт просачивания карбонатсодержащих растворов в такырах через слоистые толщи дна оз. Натрон

Fig. 7. Formation of "multi-rooted multilayer mushrooms" due to the percolation of carbonate-bearing solutions in takir textures through the layered strata of the bottom of lake Natron

го размещения мелких ячеек через определённый шаг (длину волны). Максимальная длина волны, осложняющая поверхность крупного поперечного адвективного поднятия на севере озера, составляет около 3 км (см. рис. 2). Для многочисленных мелких адвективных поднятий в верхней части толщ дна длина волны сопоставима с размерами тела фламинго. Эти птицы, выбирая места кормёжки биомассой в илистом дне озера, хорошо подчёркивают структуру крупных ячеек и периодичность размещения мелких (рис. 8)

Итак, геологию оз. Натрон, весьма трудно-доступного для полевого изучения из-за очень большой щёлочности, можно охарактеризовать по многочисленным снимкам, сделанным из космоса и с самолётов. Этому способствует поведение биомассы, изменяющей облик дна, и птицы, питающиеся биомассой. Образование кратеров на вершине вулканов, окружающих озеро, и в осадочных толщах дна озера имеет общее то, что отражает присутствие первоначальной адвекции масс. Однако масштабное выражение последствий адвекции, приводящих к кратерообразованию, в магматических и слабо литифицированных осадочных толщах различно. Вулканические кратеры образовывались за счёт провалов в опустошённое пространство магматических очагов (кальдеры проседания), а в осадочных толщах очень малой вязкости и малых размеров поднятых масс (маломощных слоёв карбонатов) освобождение пространства осуществлялось за счёт растворения поднятых масс небольшой ячейки. Вместе с тем тектонофизическая основа адвекции масс и волновой периодичности размещения поднятий были едины. Эта сторона



Рис. 8. Фламинго как исследователи зональной структуры крупной ячейки адвекции (а) и периодичности размещения мелких ячеек у восточного берега оз. Натрон (b)

Fig. 8. Flamingos as researchers of the zonal structure of a large advection cell (a) and the periodicity of the placement of small cells near the eastern shore of the lake Natron (b)

основы позволила взглянуть на структуры дна озера с позиции адвективного (конвективного) поведения осадков до их литификации.

Список литературы

1. *Апродов В. А.* Вулканы. – М.: Мысль, 1982. – 367 с.
2. *Барышев А. Н.* Вулкан Олдоиньо-Ленгаи (Танзания) и сущность его современных извержений // Отечественная геология. – 2021. – № 3–4. – С. 69–80.
3. *Барышев А. Н., Хачатрян Г. К.* Геодинамика, тектоника алмазоносных систем и минерогенеза // Отечественная геология. – 2020. – № 6. – С. 88–108.



References

1. Aprodov V. A. Vulkany [Volcanoes], Moscow, Mysl' Publ., 1982, 367 p.
2. Baryshev A. N. Vulkan Oldoin'o-Lengai (Tanzaniya) i sushchnost' ego sovremennykh izverzhenii [Oldoinyo-Lengai volcano (Tanzania) and the essence of its modern eruptions], *Otechestvennaya geologiya* [National Geology], 2021, No 3–4, pp. 69–80. (In Russ.).
3. Baryshev A. N., Khachatryan G. K. Geodinamika, tektonika almazonosnykh sistem i minerageniya [Geodynamics, tectonics of diamond-bearing systems and mineralogy], *Otechestvennaya geologiya* [National Geology], 2020, No 6, pp. 88–108. (In Russ.).

Автор

Барышев Александр Николаевич

доктор геолого-минералогических наук
ведущий научный сотрудник
AlexBarGeol@mail.ru

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

Author

Alexander N. Baryshev

Doctor of Geology and Mineralogy
Leading Researcher
AlexBarGeol@mail.ru

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

Редакция: *Г. В. Вавилова, О. А. Грибовская, В. С. Жаркова*

Вёрстка: *О. А. Грибовская, В. Ю. Козлова*

Оригинал-макет: *А. С. Рязанцева*

Фото на обложке (топаз, кварц): <http://data.sgm.ru/en/dataset/images-minerals/resource/084b77fb-4b44-4caa-981f-483585acf989>

Подписано в печать 10.11.22 г. Формат 290 × 205. Бумага листовая. Печать цифровая

Отпечатано в ФГБУ «ЦНИГРИ»: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1

Адрес редакции:

117545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ФГБУ «ЦНИГРИ»

Телефон: 8 (495) 315-28-47

Факс: 8 (495) 315-43-47

E-mail: rudandmet@tsnigri.ru, rudandmet@yandex.ru

Сайт: <http://www.rm.tsnigri.ru>