

ISSN 0869-5997
e-ISSN 2782-554X

РУДЫ и МЕТАЛЛЫ



**RUDY I METALLY
(ORES AND METALS)**

3/2026

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, 2026



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Наумов Евгений Анатольевич

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

Иванов Анатолий Иннокентьевич

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

Дамдинов Булат Батуевич

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

Пирайно Франко

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

Жаркова Вера Сергеевна

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

Аракчеев Дмитрий Борисович

генеральный директор ФГБУ «Росгеолфонд»
кандидат технических наук

Бозкая Гульчан

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

Волчков Алексей Гордеевич

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

Вымазалова Анна

Чешская геологическая служба,
г. Прага, Чешская Республика

Голубев Юрий Конкордьевич

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

Горячев Николай Анатольевич

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

Звездов Вадим Станиславович

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

Зедгенизов Дмитрий Александрович

директор ИГГ УрО РАН
доктор геолого-минералогических наук

Калинин Юрий Александрович

главный научный сотрудник ИГМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук

Кременецкий Александр Александрович

научный руководитель 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

Мишенин Сергей Григорьевич

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

Похиленко Николай Петрович

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

Проскурнин Василий Фёдорович

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

Селтмэн Реймар

профессор, Музей естественной истории,
г. Лондон, Великобритания

Толстов Александр Васильевич

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

Фридовский Валерий Юрьевич

директор ИГАБМ СО РАН
доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН

Черных Александр Иванович

директор департамента региональных работ
и перспективного развития ООО «УК Полюс»
кандидат геолого-минералогических наук

RUDY I METALLS (ORES AND METALS) 3/2026

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, 2026



EDITORIAL BOARD

Evgeniy A. Naumov

Editor-in-chief
Deputy Director, FSBI TsNIGRI
PhD

Anatoly I. Ivanov

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

Bulat B. Damdinov

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

Franco Pirajno

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

Vera S. Zharkova

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

Dmitry B. Arakcheev

General Director, FSBI Rosgeolfond
PhD

Gülcan Bozkaya

DSc, Professor, Department of Geological Engineering
Pamukkale University, Turkey

Alexey G. Volchkov

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

Anna Vymazalova

DSc, Czech Geological Survey, Czech Republic

Yuri K. Golubev

Head of diamond department, FSBI TsNIGRI
PhD

Nikolay A. Goryachev

Chief researcher, NEISRI FEB RAS
DSc, Academician of RAS

Vadim S. Zvezdov

Head of metallogeny department, FSBI TsNIGRI
DSc

Dmitry A. Zedgenizov

Director, IGG UB RAS
DSc

Yuri A. Kalinin

Chief researcher, IGM SB RAS
DSc

Alexander A. Kremenetsky

Scientific Director, FSBI IMGRE
DSc

Sergey G. Kryazhev

Head of mineralogy and isotope geochemistry
department, FSBI TsNIGRI
DSc

Vladimir V. Kuznetsov

Head of base metals department, FSBI TsNIGRI
PhD

Sergey G. Mishenin

Head of geophysics department, FSBI TsNIGRI
PhD

Nikolay P. Pokhilenko

Scientific Director, IGM SB RAS
DSc, Academician of RAS

Vasily F. Proskurin

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

Reimar Seltmann

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

Alexander V. Tolstov

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

Valery Yu. Fridovsky

Director, IGABM SB RAS
DSc, Corresponding member of RAS

Alexander I. Chernykh

Director of the Department of Regional Work
and Strategic Development, Polyus PJSC
PhD



СОДЕРЖАНИЕ CONTENTS

НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ

Калицкий Я. А., Римская О. Н.

Анализ ценового поведения меди в сложной геополитической ситуации. Стратегия развития отрасли цветных металлов в России

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сейров Ф. Е., Ананьев Ю. С.

Структурно-метасоматическая модель эпипермальных месторождений по данным дистанционных съёмок на примере Малетойваямского и Мутновского рудных полей (Камчатский край)

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Казакова А. А.

Возможная гипотеза формирования редкометалльных криолитсодержащих гранитов

Окулов А. В., Черных А. И.

Возраст формирования золото-сульфидно-кварцевых жил Кизасского рудного поля (Шаманский рудный узел, Западный Саян) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования

Перепечко К. А., Сазонов А. М., Шведов Г. И.

Богунеевское месторождение золота в неоархейских гнейсах Южно-Енисейского кряжа

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ

Леонид Павлович Антонович

ПАМЯТИ

Куликов Данила Алексеевич

SUBSOIL USE

Kalitsky Ya. A., Rimskaya O. N.

Analysis of copper price behavior in a complex geopolitical situation. Development strategy for the non-ferrous metals industry in Russia

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

Seyrov F. E., Ananyev Yu. S.

Structural-metasomatic model of epithermal ore deposits, based on remote sensing data: a case study of the Maletoyvayam and Mutnovsky ore fields, Kamchatka

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Kazakova A. A.

A possible hypothesis for the formation of rare-metal cryolite-containing granites

Okulov A. V., Chernykh A. I.

Age of formation of gold-sulfide-quartz veins in the Kizas ore field, Shamansky ore cluster, Western Sayan, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data

Perepechko K. A., Sazonov A. M., Shvedov G. I.

Bogunay gold deposit in Neoproterozoic gneisses of the South Yenisei Ridge

OUR CONGRATULATIONS

Leonid Pavlovich Antonovich

IN MEMORIAM

Kulikov Danila Alekseyevich

5

16

34

58

83

107

110

Анализ ценового поведения меди в сложной геополитической ситуации. Стратегия развития отрасли цветных металлов в России

Калицкий Я. А.¹, Римская О. Н.²

¹ РУДН им. Патриса Лумумбы, г. Москва, Россия;

² Федеральный реестр экспертов научно-технической сферы РФ, г. Москва, Россия

Аннотация. Производство меди играет ведущую роль в российской цветной металлургии благодаря широкому применению медной продукции в промышленности и высокому экспортному потенциалу меди, который будет расти на фоне экологической политики Китая и развития электротранспорта. С учётом позиции Китая по сокращению производственных мощностей в производстве меди и её сплавов ввиду приоритетности задачи по стабилизации экологической ситуации в стране, а также ввиду подъёма на рынке разработок электромобилей и самолётов на электрической тяге, интерес к рынку цветных металлов будет возрастать. Обоснованно ожидается, что российская цветная металлургическая промышленность обладает потенциалом для достижения лидерства на новых рынках выпускаемых сплавов и другой продукции цветной металлургии в мире. Для дальнейшего развития отрасли необходимо диверсифицировать систему сбыта металлов, акцентируя внутренний спрос, чтобы критически не зависеть от экспорта, увеличивать объёмы переработки цветных металлов. В статье представлен анализ востребованности меди в российской и мировой промышленности и ценового поведения этого металла в период геополитического кризиса.

Ключевые слова: российская медь, цена меди, волатильность, спрос, экспорт-импорт цветных металлов, мировой рынок меди.

Для цитирования: Калицкий Я. А., Римская О. Н. Анализ ценового поведения меди в сложной геополитической ситуации. Стратегия развития отрасли цветных металлов в России. Руды и металлы. 2026. № 3. С. 5–15. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10011.

Analysis of copper price behavior in a complex geopolitical situation. Development strategy for the non-ferrous metals industry in Russia

Kalitsky Ya. A.¹, Rimskaya O. N.²

¹ Patrice Lumumba Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

² Federal Register of Experts in the Scientific and Technical Sphere of the Russian Federation, Moscow, Russia

Abstract. Copper production plays a leading role in the Russian non-ferrous metals industry, driven by widespread industrial application of copper products and high export potential of the metal, a potential set to grow amidst China's environmental policies and the expansion of electric transport. The interest in the non-ferrous metals market is expected to rise, given China's move to cut production capacity for copper and copper alloys in favor of stabilizing its environmental situation, alongside the booming market for electric vehicles and electric aircraft. It is reasonable to anticipate that the Russian non-ferrous metals industry has the potential to achieve global leadership in the new markets for its alloys and other non-ferrous metal products. This article analyzes the demand for copper in both Russian and global industry, as well as the metal's price behavior during the geopolitical crisis.

Keywords: Russian copper, copper price, volatility, demand, non-ferrous metal exports and imports, global copper market.

For citation: Kalitsky Ya. A., Rimskaya O. N. Analysis of copper price behavior in a complex geopolitical situation. Development strategy for the non-ferrous metals industry in Russia. Ores and metals. 2026. No. 3. pp. 5–15. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10011.



Введение

Металлургическая промышленность имеет фундаментальное значение для экономики Российской Федерации, принадлежит к числу базовых и стратегически важных для экономического развития страны отраслей. В контур металлургической промышленности РФ входят около трёх тысяч компаний, сгруппированных в соответствии со специализацией производства в девять подотраслей чёрной металлургии и 15 подотраслей цветной металлургии с общей численностью занятых более 1,3 млн человек.

В настоящее время центры отечественной металлургической промышленности сосредоточены на Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке; идёт разработка новых месторождений в Арктике. В этих регионах производят добычу и переработку алюминия, меди, свинца, цинка, никеля, золота и других наименований цветных металлов.

Основные проблемы цветной металлургии России:

1. Недостаточное развитие минерально-сырьевой базы предприятий цветной металлургии, обусловленное сокращением объёмов геологоразведочных работ за счёт бюджетного финансирования в течение длительного периода времени (в то время как за 2014–2024 гг. воспроизводство запасов никеля составило 146 %, серебра – 110 %, по олову оно равнялось 0 %, а, например, по бокситам – 6 %).

2. Длительное отсутствие стратегии развития отрасли (разработана в мае 2014 г.; прогнозные параметры которой по производству большинства цветных металлов в 2020 г. не были выполнены).

3. Высокий (до 60–70 %) износ основных производственных фондов.

4. Высокая энерго- и материалоемкость продукции на отдельных предприятиях цветной металлургии (доля затрат на топливно-энергетические ресурсы в общих затратах на производство продукции может достигать 30 %).

5. Слабая диверсификация промышленного производства и медленная адаптация

транспортно-логистической и энергетической систем к потребностям отрасли.

6. Низкий уровень цифровизации производства (несмотря на то, что металлургическая отрасль вошла в топ-3 российских индустрий по уровню цифровизации, лишь около 50 % предприятий использовали технологии умного производства).

7. Среди конечного продукта, предлагаемого Россией на экспорт, преобладают медные концентраты, характеризующиеся низкой добавленной стоимостью. Это не соответствует мировому тренду по цветным металлам: отмечается рост усилий национальных регуляторов к повышению глубины переработки добываемого сырья на своей территории.

Среди основных факторов, оказывающих позитивное воздействие на возможности развития предприятий металлургической отрасли и их внешнеэкономическую деятельность, можно выделить следующие:

1. Увеличение бюджетного финансирования геологоразведочных работ на твёрдые полезные ископаемые: объём таких работ в 2024 г. составил 5,9 млрд руб., в т. ч. 3,3 млрд руб. по госпрограмме «Воспроизводство и использование природных ресурсов».

2. Открытие новых месторождений: в 2024 г. было открыто 212 месторождений твёрдых полезных ископаемых, в т. ч. 175 месторождений россыпного золота.

3. Рост мирового спроса на отдельные виды цветных металлов: на фоне электрификации транспорта и расширения электросетей спрос на медь в 2024 г. вырос на 3 %, на алюминий – на 3,1 %.

4. Активная реализация новых, в т. ч. крупных, инвестиционных проектов по меди. До 2030 г. в России планируется ввод порядка 17 таких проектов из числа значимых.

Негативное воздействие на развитие металлургической отрасли и внешнеэкономическую деятельность её предприятий оказали такие факторы, как:

- высокий уровень инфляции, составившей в 2022 г. 11,94 %, в 2023 г. – 7,42 %, в 2024 г. – 9,52 %;

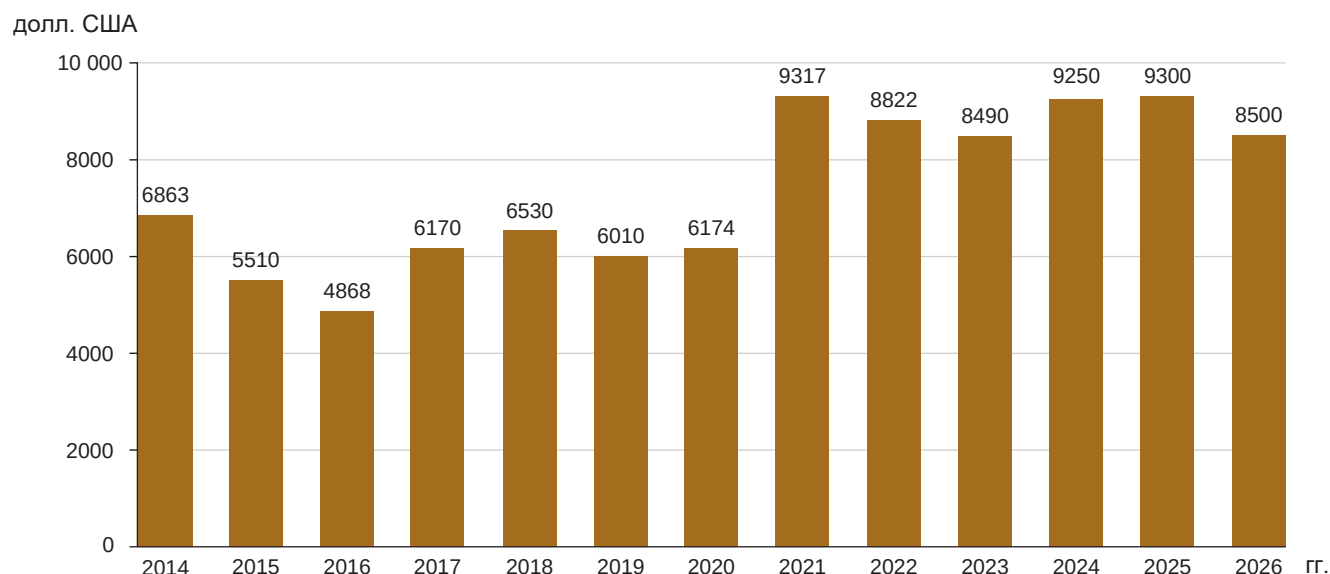
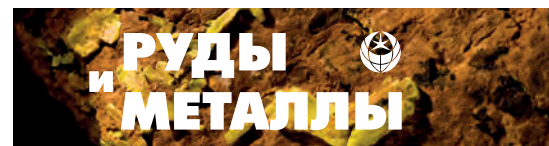


Рис. 1. Динамика средней цены меди в мире с 2014 по 2026 г. (прогноз), долл. США за метрическую тонну (по данным [24])

Fig. 1. Global average copper price trends from 2014 to 2026 (forecast), USD per metric tonne (based on data from [24])

- невысокий уровень заработной платы работников отрасли и необходимость их непрерывного обучения (в 2024 г. средняя заработная плата в отрасли была на 18,2 % выше среднероссийского показателя, но почти в два раза ниже, чем в финансовой сфере, на 73 % ниже, чем в сфере рыболовства, и т. д.);

- сокращение российского экспорта цветных металлов в 2024 г. в стоимостном выражении до 18,4 млрд долл. США (на 13 %);

- перенастройка каналов экспортных продаж (переориентация экспорта крупнейших российских производителей цветных металлов на азиатские и ближневосточные страны);

- вывод некоторыми российскими металлургическими компаниями ряда активов из-под своего управления в целях минимизации влияния западных санкций. Например, Уральская горно-металлургическая компания в 2023 г. вывела из-под своего управления три уральских завода: Среднеуральский медеплавильный завод, «Святогор» и Челябинский цинковый завод.

Состояние мирового рынка меди

Сырьевая база цветной металлургии имеет ряд важнейших особенностей [18]: цветные металлы отличаются наличием разнообразных компонентов в своём составе, высокой топливно- и энергоёмкостью в процессе обработки. Традиционно к профицитным металлам в мире относят алюминий, никель, цинк, олово, свинец, к дефицитным – медь.

Медная продукция широко используется в строительной, транспортной, космической отраслях, медицине, производстве компьютеров и оргтехники. Важной особенностью при добыче меди является попутное извлечение сопутствующих металлов: золота, никеля, молибдена, серебра и ряда других.

На рис. 1 приведена динамика цен на медь по данным Лондонской биржи металлов – мировой товарной биржи, специализирующейся на торговле цветными металлами (алюминий, медь, цинк, никель, свинец, олово) [25]. Цены на медь стабильно растут вслед за спросом, обусловленным экономическим

ростом, и отличаются высокой волатильностью [11]. В 2026 г. цена меди несколько снизилась из-за охлаждения спроса на металл в Китае, а также сформировавшегося профицита предложения на фоне снижения интереса инвесторов к производству электромобилей и развитию возобновляемой энергетики. Вместе с тем котировки меди на Шанхайской фьючерсной бирже (SHFE) стабильны и остаются на исторических максимумах в диапазоне 14 000–14 700 долл. США за тонну [22]. Котировки достигают исторических максимумов на фоне опасений по поводу глобального дефицита руды, сокращения предложения и растущего спроса [7]. Влияние на цены оказывают также прогноз Международного валютного фонда о сохранении среднего роста ВВП в мире на уровне 3,2 % и принятые правительством КНР меры стимулирования национальной экономики и поддержки девелоперов [6].

Политические ограничения в мировой торговле отразились на цене меди и волатильности спроса, что является важным фактором, способствующим росту производства этого металла. Так, в 2025–2026 гг. претерпела стратегический сдвиг политика по производству меди в США: мировая медная отрасль всё активнее отходит от традиционной модели ресурсоэффективности в сторону безопасности цепочек поставок, промышленной устойчивости и стратегического контроля над ресурсами. США, Канада и Чили последовательно включили медь в национальные стратегии критически необходимых минералов, повышая стратегическую роль меди в повестке национальной безопасности, энергетического перехода и передового производства. Одновременно такие крупнейшие медедобывающие страны, как Чили и Перу, продолжают совершенствовать налоговые режимы горнодобычи, системы выдачи разрешений, политику внутренней плавки и экспортные структуры, в то время как Мексика ужесточает контроль за горнодобывающими концессиями и углубила интеграцию в североамериканскую систему поставок критически важных минералов.

Спрос на медь, широко используемую в производстве оргтехники, энергетике, автомобилестроении, растёт в связи с развитием экономик Китая и Индии, однако её предложение остаётся низким. Растущий спрос и ограниченное предложение на медь поддержат волатильность средней цены на металл в ближайшем будущем. В то же время продолжающийся энергетический переход и быстрый рост спроса со стороны инвестиций в инфраструктуру искусственного интеллекта и электросети, а также изменения в политике стран Северной и Южной Америки окажут среднесрочное и долгосрочное влияние на мировое предложение меди на рудниках, динамику плавки, плату за переработку и региональные торговые потоки меди [4].

Интерес к рынку цветных металлов будет возрастать с учётом позиции Китайской Народной Республики по сокращению производственных мощностей в производстве меди и её сплавов ввиду приоритетности задачи по стабилизации экологической ситуации в стране, а также ввиду подъёма на рынке разработок электромобилей и самолётов на электрической тяге. При этом изменения в торговых правилах (таких как импортные пошлины, экспортные квоты), а также санкционные и иные ограничения в значительной степени влияют на международную торговлю медью [13]. Среди факторов, которые влияют на замедление роста спроса на медь, находятся невысокие темпы роста промышленного производства в развитых странах, снижения темпов роста в строительстве и экспортно ориентированных отраслях китайской промышленности, высокие процентные ставки, прогнозы относительно низких биржевых запасов меди и переработки в поставках вследствие социальных волнений и протестов в Латинской Америке (например, вследствие закрытия шахты Cobre Panama).

Предварительные данные указывают на видимый профицит меди (около 101 000 т) за первые семь месяцев 2025 г. Это значительное снижение по сравнению с профицитом в размере 401 000 т, зафиксированным за аналогичный период 2024 г. [12].

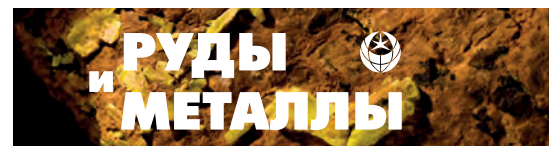


Таблица. Показатели российских производителей меди за 2015–2025 гг. (по [2, 5, 8, 9, 15, 17])

Table. Performance indicators of Russian copper producers for 2015–2025 (based on [2, 5, 8, 9, 15, 17])

	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024	2025
Производство меди в РФ, тыс. т	711,4	702,3	761,1	870,5	812,4	924,1	938,8	948,0	900	1000	1220
Цена 1 т меди на внутреннем рынке РФ, тыс. долл. США	5,51	4,86	6,12	6,53	6,01	6,17	9,32	8,82	8,49	9,40	11,20
Средний курс доллара США, руб.	72,88	60,86	57,63	68,88	62,03	61,91	73,66	70,34	89,69	101,70	83,20

Производство, экспорт и импорт российской меди

Ведущую роль в российской цветной металлургии занимает производство меди, что обусловлено использованием медной продукции в разных отраслях промышленности и существенным объёмом её экспорта. Крупнейшие месторождения меди в России расположены в Забайкалье, на Чукотке, в Красноярском и Хабаровском крае, в Республике Тыва (Ак-Сугское месторождение).

В 2023 г. Россия занимала пятое место в мире по производству меди и третье место в мире по экспорту рафинированной меди и медных необработанных сплавов [13]. По данным 2024 г., Россия занимала шестое место в мире по объёму производства меди в рудном эквиваленте – 910 тыс. т. При этом страна располагает значительными запасами меди – ~ 102 млн т, что ставит её на третье место в мире по этому показателю после Чили и Перу [17]. В 2025 г. в десятку стран-лидеров по мировому производству меди входили Чили, Демократическая Республика Конго, Перу, Китай, США, Россия, Замбия, Австралия, Индонезия и Мексика.

Крупнейшими производителями меди в России являются три компании, в совокупно-

сти обеспечивающие 90 % добычи этого металла:

1. «Норильский никель» – одна из крупнейших добывающих и металлургических компаний России с долей 40 % российского и 3 % общего мирового производства, крупнейший поставщик палладия и никеля, также добывает медь, золото и другие цветные металлы.

2. «Уральская горно-металлургическая компания» – долгое время держала лидирующую позицию по производству меди, покрывая более 50 % потребностей российских предприятий.

3. «Русская медная компания» (РМК) включает в себя около 40 предприятий (заводы, рудники, металлургические комбинаты и торговые компании) и обладает самыми большими запасами меди в России.

На примере динамики показателей меди – одного из наиболее востребованных во многих отраслях промышленности цветного металла – оценим влияние производства меди, объём добычи которой постоянно растёт, на мировую и российскую экономику (таблица).

Ключевым направлением сбыта российской меди является экспорт. В мировом экспорте рафинированной меди доля России по итогам 2024 г. составила 10 %, что делает

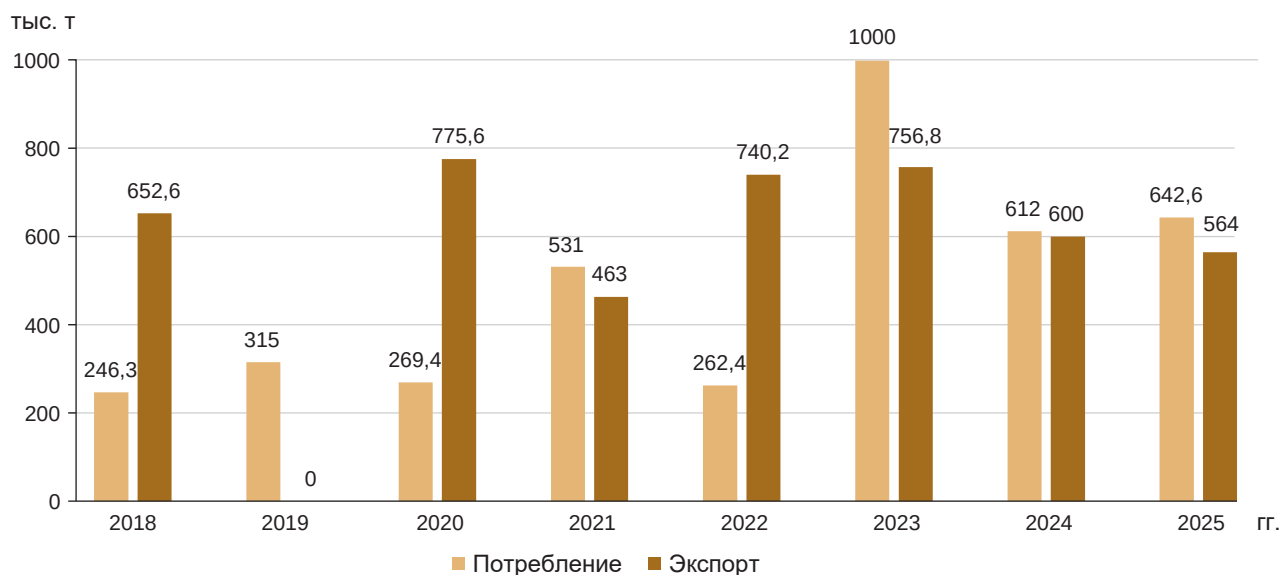


Рис. 2. Динамика внутреннего потребления и экспорта меди из России в 2018–2025 гг. (по данным [1, 23])

Fig. 2. Trends in domestic consumption and exports of copper from Russia, 2018–2025 (based on data from [1, 23])

страну довольно крупным участником глобального рынка. Большая часть российского экспорта меди и сплавов в 2024 г. приходится на Китай (56 %), Турцию (28 %), Италию (5 %). Доля недружественных стран в этой категории импорта остаётся высокой: на них приходится 15 % экспорта. Лидер по закупке российских медных концентратов и руд – Китай (99 %), медную проволоку больше всего закупает Турция (98 %) [10].

Как отмечают исследователи [1, 5, 15], если ранее экспорт российской меди почти вдвое превышал внутреннее потребление, с 2023 г. ввиду сложившейся геополитической ситуации они практически сравнялись (рис. 2).

Несмотря на государственное стимулирование экономики Китая и начало периода снижения процентных ставок ведущих экономик мира, в 2024 г. рынок мировой меди находился в профиците. Это связано с падением производства в Европе, замедлившимся экономическим ростом в США, более низким, чем ожидалось, потреблением в КНР, а также увеличением добычи и производства рафинированной меди (рис. 3). По прогнозу ПАО «ГМК „Норильский никель“», ожидается, что рынок рафинированной меди останется в уме-

ренном профиците и в ближайшей перспективе. Анализ соотношения баланса спроса и предложения предполагает профицит в размере 0,25 млн т в 2026 г. и 0,16 млн т в 2027 г. [14].

Среди основных общемировых тенденций, оказывающих влияние на развитие отечественной медной промышленности, можно выделить следующие:

- увеличение спроса на медь со стороны развивающихся стран, таких как Китай, Индия и Бразилия, которые активно поднимают свою экономику и инвестируют в укрепление инфраструктуры и промышленности;
- усиление конкуренции между производителями меди за счёт расширения географии добычи и освоения новых месторождений, что приводит к снижению цен на медь на мировых рынках;
- развитие инновационных технологий и методов добычи и переработки медных руд, которое позволяет снизить затраты на производство продукции и улучшить её качество;
- экологическая ответственность и стремление к устойчивому развитию отрасли, что проявляется в сокращении выбросов вредных веществ и использовании более экологичных технологий.

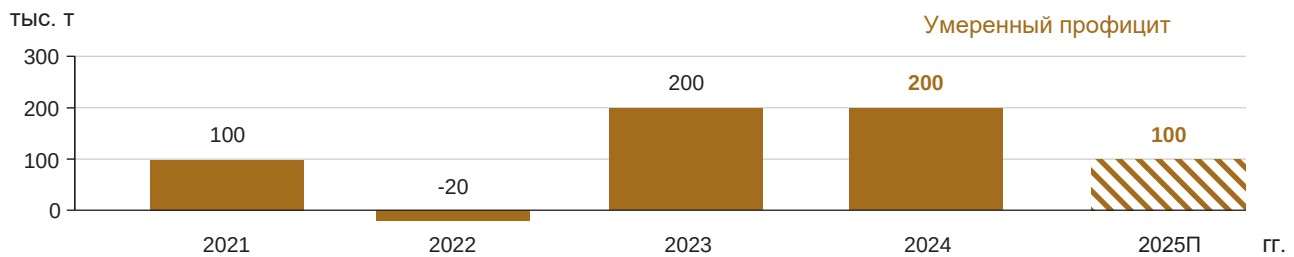


Рис. 3. Профицит мирового рынка меди в 2021–2025 гг. (по [21])

Fig. 3. Global copper market surplus in 2021–2025 (based on [21])

С 2023 г. важным направлением в медной промышленности России стало проведение геологической разведки новых территорий для добычи меди в Арктике. В циркумарктической зоне, где традиционно выделяются национальные интересы России, США, Канады, Дании, Исландии и Норвегии, расположено более 26 тысяч объектов рудных и россыпных месторождений, в том числе более восьми тысяч российских. Интересы России в добыче меди в Арктике заключаются в развитии минерально-сырьевой базы региона [3]. По данным на 2022 г., на долю России приходилось 48 % арктических запасов меди и 81,6 % добычи меди в регионе (рис. 4).

В частности, расположенное в Чукотском автономном округе месторождение Песчанка

является одним из крупнейших в мире: запасы цветных металлов оцениваются в 9,5 млн т меди.

Разработка месторождения находится в активной стадии, прогнозируемая добыча руды позволит увеличить объёмы производства российской меди на 25 %, золота – на 4 %.

Заключение

Для поддержки цветной металлургии в России реализуется ряд правительственных мер [10]. В частности, «Норникель» и РМК входят в перечень системообразующих организаций экономики РФ и получают господдержку. С июня 2024 г. идёт отбор заявок на компенсацию затрат при транспортировке промышленной продукции за рубеж. Согласно

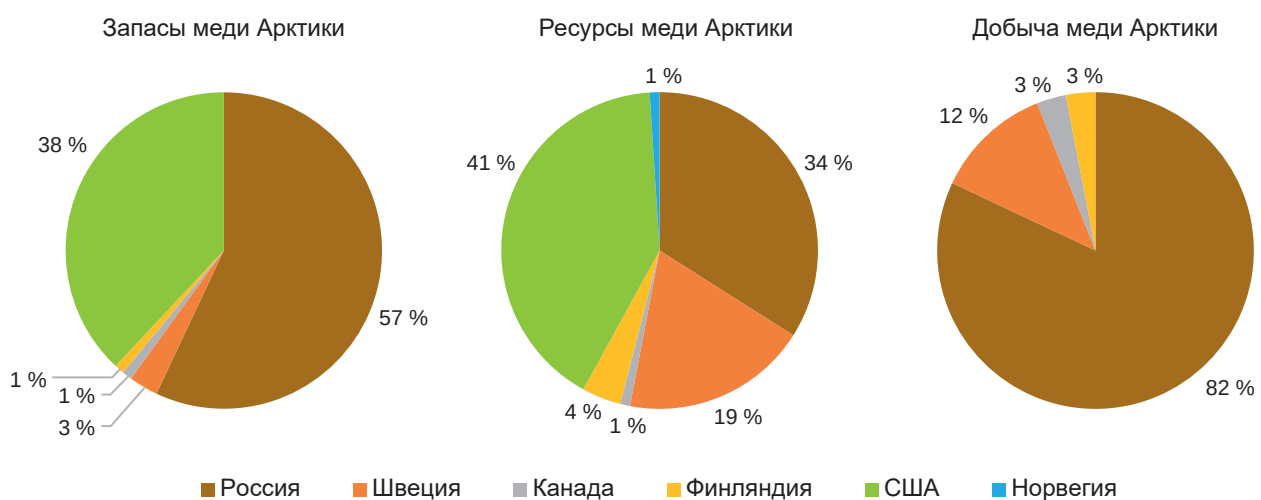


Рис. 4. Медные запасы и добыча меди в Арктике (по [20])

Fig. 4. Copper reserves and production in the Arctic (based on [20])

Стратегии развития металлургической отрасли РФ до 2030 г. [16], планируется увеличить использование меди и производной продукции в сфере строительства жилья и инфраструктуры.

Участники российского рынка металлов понимают, что в ближайшие годы необходимо строить металлургические предприятия высокого передела на востоке России, вблизи месторождений, создавая особый металлургический кластер. Это позволит извлекать из руды не только медь, но и сопутствующие полезные компоненты. Такой подход позволит государству наладить производство всей номенклатуры продукции цветной металлургии, обеспечив полноценный технологический суверенитет.

Для реализации крупных проектов российское правительство прорабатывает ряд мер финансовой поддержки. К примеру, обсуждается идея обнуления ввозной пошлины на медный штейн, что позволит увеличить производство катодной меди на ряде заводов.

16 октября 2024 г. был принят законопроект об уплате НДС покупателями при приобретении медной катанки (полуфабрикатов); ранее эта обязанность возлагалась на производителей [19]. В соответствии с п. 8 ст. 161 Налогового кодекса РФ налоговыми агентами

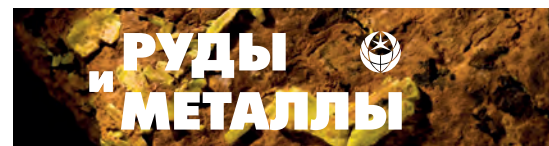
по НДС в т. ч. признавались покупатели лома и отходов чёрных и цветных металлов, алюминия вторичного и его сплавов. Федеральным законом от 30.11.2024 № 431-ФЗ в этот пункт внесены изменения, согласно которым обязанности налоговых агентов по НДС с 01.07.2025 возлагаются также на покупателей медных полуфабрикатов. Это означает, что исчислять и уплачивать НДС в бюджет с такой реализации с указанной даты должен покупатель, а не продавец. Введение в действие закона с 1 июля 2025 г. повысит прозрачность рынка и снизит количество налоговых нарушений.

Специально для предприятий медной промышленности был разработан ряд мер государственного регулирования, включающих мероприятия по импортозамещению в отрасли цветной металлургии.

Медь широко используется многими отраслями промышленности, в то время как мировой рынок этого металла испытывает структурный дефицит на фоне растущего технологического спроса. Рост цены на медь показывает оживление экономики вместе с ожиданием роста спроса на металл, а мировой интерес к российской меди показывает, что Россия является одним из ключевых игроков на этом рынке.

Список литературы

1. Вира Д. Ю. Анализ рынка продаж меди в России и конкурентных отношений в этой сфере // Экономика и управление: проблемы, решения. – 2023. – Октябрь, т. V. – С. 158–171. – doi: 10.36871/ek.up.p.r.2023.10.05.016.
2. Военный бюджет России превысил общие траты всех стран Европы на оборону [Электронный ресурс] // RTVI. – Дата обновления: 12.02.2025. – URL: <https://rtvi.com/news/voennyj-byudzh-et-rossii-prevysil-obshhie-traty-vseh-stran-evropy-na-oboronu/> (дата обращения: 15.07.2026).
3. Волков А. В., Галямов А. Л., Лобанов К. В. Минеральное богатство циркумарктического пояса // Арктика: экология и экономика. – 2019. – № 1 (33). – doi: 10.25283/2223-4594-2019-1-106-117.
4. Глубокий анализ: Влияние изменения политики США по тарифам на медь на рынок 30 июля [Электронный ресурс] // Shanghai Metals Market. – Дата обновления: 31.07.2025. – URL: <https://www.metal.com/ru/newscontent/103457331> (дата обращения: 15.07.2026).
5. Добыча меди. Россия. Данные по годам [Электронный ресурс] // Statbase.ru. – URL: <https://statbase.ru/data/rus-copper-production/> (дата обращения: 15.07.2026).
6. «Доктор медь» дает надежду: дорожающий металл предрекает рост мировой экономики [Электронный ресурс] // Forbes.ru. – Дата обновления: 29.05.2024. – URL: <https://forbes.ru/biznes/513223-doktor-med-daet-nadezdudorozausij-metall-predrekaet-rost-mirovoj-ekonomiki> (дата обращения: 15.07.2026).



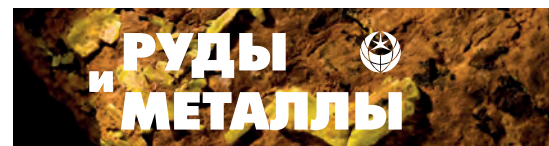
7. *Китай 2026: Что ждет рынок меди и алюминия? Разбор закрытого семинара в Фошане* [Электронный ресурс] // СМОТРИ ЛОМ | Дзен. – Дата обновления: 15.04.2026. – URL: <https://dzen.ru/a/ad9UW18sZwAYIenb> (дата обращения: 15.07.2026).
8. *Ключевая ставка ЦБ РФ по годам изменения* [Электронный ресурс] // Infotables.ru. – URL: <https://infotables.ru/statistika/79-ekonomicheskaya-statistika-rossii/1320-klyuchevaya-stavka-cb-rf-tablitsa> (дата обращения: 15.07.2026).
9. *Курс доллара США USD ЦБ РФ на заданную дату* [Электронный ресурс] // BestStocks. – Дата обновления: 31.12.2024. – URL: <https://beststocks.ru/currency/usd/history/2014-12-31-2024-12-31> (дата обращения: 16.07.2026).
10. *Медная промышленность в России и в мире* [Электронный ресурс] // Главпортал. – Дата обновления: 21.11.2024. – URL: <https://glavportal.com/materials/mednaya-promyshlennost-v-rossii-i-v-mire> (дата обращения: 15.07.2026).
11. *Медь – Волатильность по дням, часам и годам* [Электронный ресурс] // Take-profit.org. – URL: <https://take-profit.org/volatility/commodities/copper/> (дата обращения: 15.07.2026).
12. *Мировой рынок меди в 2025 году ориентируется на рост предложения и устойчивый спрос* [Электронный ресурс] // Транслол. – Дата обновления: 03.10.2025. – URL: <https://translom.ru/news/mirovoy-rynok-medi-v-2025-godu-orientiruetsya-na-rost-predlozheniya-i-ustoychivyy-spros> (дата обращения: 15.07.2026).
13. *Мониторинг актуальных событий в области международной торговли № 97* [Электронный ресурс] // Институт международной экономики и финансов при Всероссийской академии внешней торговли. – Дата обновления: 30.10.2024. – URL: <https://vavt-imef.ru/wp-content/uploads/2024/10/Monitoring-97.pdf> (дата обращения: 15.07.2026). – С. 2–10.
14. *«Норникель» представляет новый обзор рынка металлов* [Электронный ресурс] // Prometall. – Дата обновления: 23.06.2026. – URL: https://www.prometall.info/novosti/_nornikel_predstavlyaet_novyy_obzor_rynka_metallov (дата обращения: 23.06.2026).
15. *Прогноз цен на медь на 2024–2027 годы* [Электронный ресурс] // Sbercib Investment Research. – Дата обновления: 02.11.2024. – URL: <https://sbercib.ru/publication/prognoz-tsen-na-med-na-2024-2027-godi> (дата обращения: 15.07.2026).
16. *Распоряжение Правительства РФ от 28.12.2022 N 4260-р (ред. от 21.10.2024) «О Стратегии развития металлургической промышленности Российской Федерации на период до 2030 года»* [Электронный ресурс]. – URL: https://consultant.ru/document/cons_doc_LAW_436470/f62ee45faefd8e2a11d6d88941ac66824f848bc2/ (дата обращения: 15.07.2026).
17. *Рынок меди в России* [Электронный ресурс] // Деловой профиль. – Дата обновления: 10.02.2026. – URL: <https://delprof.ru/press-center/open-analytics/rynok-medi-v-rossii/> (дата обращения: 15.07.2026).
18. *Рынок цветных металлов: ресурсы, классификация, инвестиционные перспективы* [Электронный ресурс] // MegaTrends. – Дата обновления: 15.06.2021. – URL: <https://megatrends.su/blog/market-overview-of-non-ferrous-metals/> (дата обращения: 15.07.2026).
19. *С 01.07.2025 покупатели медных полуфабрикатов будут признаны налоговыми агентами по НДС* [Электронный ресурс] // IC: ИТС. – Дата обновления: 13.12.2024. – URL: <https://its.ic.ru/db/newscomm/content/490235/hdoc> (дата обращения: 15.07.2026).
20. *Стратегические металлы российской Арктики* [Электронный ресурс] // GoArctic. – Дата обновления: 02.03.2018. – URL: <https://goarctic.ru/news/strategicheskie-metally-rossiyskoy-arktiki/> (дата обращения: 15.07.2026).
21. *Финансовые результаты по итогам 2024. Презентация для инвесторов* [Электронный ресурс] // Норильский никель. – Дата обновления: 10.02.2025. – URL: https://nornickel.ru/upload/iblock/f9f/v57o4ozcsbh03z2iur3gzp6dbalu9wq0/norilsk_nickel_rus_2024.pdf (дата обращения: 15.07.2026).
22. *Цены на медь в Китае достигли 100 000 юаней за тонну* [Электронный ресурс] // ТБанк Инвестиции Пульс. – Дата обновления: 26.12.2025. – URL: <https://www.tbank.ru/invest/social/profile/Maksim34/1216428a-d371-4319-b300-4cb0197ff74c/> (дата обращения: 16.07.2026).
23. *Экспорт меди из России в Китай вырос на 80% за полгода* [Электронный ресурс] // Промышленные страницы. – Дата обновления: 31.07.2025. – URL: <https://indpages.ru/news/eksport-myedee-rosseeee-v-keetayi-viros/> (дата обращения: 15.07.2026).

24. *Average prices for copper worldwide 2027* [Электронный ресурс] // Statista. – Дата обновления: 15.07.2026. – URL: <https://www.statista.com/statistics/675854/average-prices-copper-worldwide/> (дата обращения: 15.07.2026).

25. *LME Copper* [Электронный ресурс] // London Metal Exchange. – URL: <https://www.lme.com/metals/non-ferrous/lme-copper#Price+graphs> (дата обращения: 15.07.2026).

References

1. Vira D. Yu. Analiz rynka prodazh medi v Rossii i konkurentnykh otnoshenii v ehtoï sferе [Analysis of the copper sales market in Russia and competitive relations in this area], *Ehkonomika i upravlenie: problemy, resheniya* [Economics and Management: Problems, Solutions], 2023, October, Vol. V, pp. 158–171. DOI: 10.36871/ek.up.p.r.2023.10.05.016. (In Russ.)
2. Voennyi byudzhët Rossii prevysil obshchie traty vsekh stran Evropy na oboronu, *RTVI*, <https://rtvi.com/news/voennyj-byudzhët-rossii-prevysil-obshhie-traty-vseh-stran-evropy-na-oboronu/> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
3. Volkov A. V., Galyamov A. L., Lobanov K. V. Mineral'noe bogatstvo tsirkumarkticheskogo poyasa [The mineral wealth of the Circum-Arctic Belt], *Arktika: ehkologiya i ehkonomika* [Arctic: ecology and economy], 2019, No 1 (33). DOI: 10.25283/2223-4594-2019-1-106-117. (In Russ.)
4. Glubokii analiz: Vliyanie izmeneniya politiki SSHA po tarifam na med' na rynek 30 iyulya [In-depth analysis: the impact of the US copper tariff policy change on the market on July 30], *Shanghai Metals Market*, <https://www.metal.com/ru/newscontent/103457331> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
5. Dobycha medi. Rossiya. Dannye po godam [Copper mining. Russia. Annual data], *Statbase.ru*, <https://statbase.ru/data/rus-copper-production/> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
6. «Doktor med'» daët nadezhdu: dorozhayushchii metall predrekaët rost mirovoi ehkonomiki ["Doctor Copper" gives hope: rising metal prices predict global economic growth], *Forbes.ru*, <https://www.forbes.ru/biznes/513223-doktor-med-daët-nadezdu-dorozausij-metall-predrekaët-rost-mirovoj-ekonomiki> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
7. Kitai 2026: Chto zhdet rynek medi i alyuminiya? Razbor zakrytogo seminarà v Foshane [China 2026: What's in store for the copper and aluminum market? Analysis of a closed seminar in Foshan], *SMOTRI LOM Dzen*, <https://dzen.ru/a/ad9UW18sZwAYIenb> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
8. Klyuchevaya stavka TSB RF po godam izmeneniya [Central Bank of the Russian Federation Key Rate by Year], *Infotables.ru*, <https://infotables.ru/statistika/79-ekonomicheskaya-statistika-rossii/1320-klyuchevaya-stavka-cb-rf-tablitsa> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
9. Kurs dollara SSHA USD TSB RF na zadannuyu datu [US Dollar Exchange Rate USD Central Bank of the Russian Federation on a Specified Date], *BestStocks*, <https://beststocks.ru/currency/usd/history/2014-12-31-2024-12-31> (date of access: July 16, 2026). (In Russ.)
10. Mednaya promyshlennost' v Rossii i v mire [Copper industry in Russia and the world], *Glavportal*, <https://glavportal.com/materials/mednaya-promyshlennost-v-rossii-i-v-mire> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
11. Med' – Volatil'nost' po dnyam, chasam i godam [Copper – Volatility by day, hour, and year], *Take-profit.org*, <https://take-profit.org/volatility/commodities/copper/> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
12. Mirovoi rynek medi v 2025 godu orientiruetsya na rost predlozheniya i ustoichivyi spros [Global copper market in 2025 focuses on supply growth and steady demand], *Translom*, <https://translom.ru/news/mirovoy-rynek-medi-v-2025-godu-orientiruetsya-na-rost-predlozheniya-i-ustoychivyy-spros> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
13. Monitoring aktual'nykh sobytii v oblasti mezhdunarodnoi trgovli № 97 [Monitoring of current events in international trade No 97], Institute of International Economics and Finance at Russian Foreign Trade Academy, <https://www.vavt-imef.ru/wp-content/uploads/2024/10/Monitoring-97.pdf> (date of access: 15.07.2026), pp. 2–10. (In Russ.)
14. «Nornikel'» predstavlyayet novyi obzor rynka metallov [Norilsk Nickel presents a new metals market review], *Prometall*, https://www.prometall.info/novosti/_nornikel_predstavlyayet_novyy_obzor_rynka_metallov (date of access: June 23, 2026). (In Russ.)



15. Prognoz tsen na med' na 2024–2027 gody [Copper price forecast for 2024–2027], *Sbercib Investment Research*, <https://sbercib.ru/publication/prognoz-tsen-na-med-na-2024-2027-godi> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
16. Rasporyazhenie Pravitel'stva RF ot 28.12.2022 N 4260-r (red. ot 21.10.2024) «O Strategii razvitiya metallurgicheskoi promyshlennosti Rossiiskoi Federatsii na period do 2030 goda» [Russian Government Order No. 4260-r of December 28, 2022 (as amended on October 21, 2024) "On the Strategy for the Development of the Metallurgical Industry of the Russian Federation through 2030"]. https://www.consultant.ru/document/cons_doc_LAW_436470/f62ee45faefd8e2a11d6d88941ac66824f848bc2/ (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
17. Rynok medi v Rossii [Copper market in Russia], *Delovoi profil' [Business Profile]*, <https://delprof.ru/press-center/open-analytics/rynok-medi-v-rossii/> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
18. Rynok tsvetnykh metallov: resursy, klassifikatsiya, investitsionnye perspektivy [Non-ferrous metals market: resources, classification, and investment prospects], *MegaTrends*, <https://megatrends.ru/blog/market-overview-of-non-ferrous-metals/> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
19. S 01.07.2025 pokupateli mednykh polufabrikatov budut priznany nalogovymi agentami po NDS [Starting July 1, 2025, buyers of copper semi-finished products will be recognized as VAT tax agents], *IS: ITS*, <https://its.lc.ru/db/newscomm/content/490235/hdoc> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
20. Strategicheskie metally rossiiskoi Arktiki [Strategic metals of the Russian Arctic], *GoArctic*, <https://goarctic.ru/news/strategicheskie-metally-rossiyskoy-arktiki/> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
21. Finansovye rezul'taty po itogam 2024. Prezentatsiya dlya investorov [Financial results for 2024. Investor presentation], *Norilsk Nickel*, https://nornickel.ru/upload/iblock/f9f/v57o4ozcsbh03z2iur3gzp6dbalu9wq0/norilsk_nickel_rus_2024.pdf (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
22. Tseny na med' v Kitae dostigli 100 000 yuanei za tonnu [Copper prices in China reach 100,000 Yuan per ton], *TBank Investitsii Pul's [TBank Investment Pulse]*, <https://www.tbank.ru/invest/social/profile/Maksim34/1216428a-d371-4319-b300-4cb0197ff74c/> (date of access: July 16, 2026). (In Russ.)
23. Eksport medi iz Rossii v Kitai vyros na 80% za polgoda [Copper exports from Russia to China increased by 80% in six months], *Promyshlennye stranitsy [Industrial pages]*, <https://indpages.ru/news/eksport-myedee-eez-rosseeee-v-keetayiviros/> (date of access: July 15, 2026). (In Russ.)
24. Average prices for copper worldwide 2027, *Statista*, <https://www.statista.com/statistics/675854/average-prices-copper-worldwide/> (date of access: July 15, 2026).
25. LME Copper, London Metal Exchange, <https://www.lme.com/metals/non-ferrous/lme-copper/#Price+graphs> (date of access: 15.07.2026).

Калицкий Ярослав Андреевич (y.kalitskiy@mail.ru)
аспирант¹

Римская Ольга Николаевна
кандидат экономических наук, доцент, эксперт²

¹ Российский университет дружбы народов имени Патриса Лумумбы (РУДН), г. Москва, Россия

² Федеральный реестр экспертов научно-технической сферы РФ, г. Москва, Россия

Kalitsky Yaroslav Andreyevich (y.kalitskiy@mail.ru)
Postgraduate Student¹

Rimskaya Olga Nikolaevna
PhD of Economic Sciences, Associate Professor, Expert²

¹ Patrice Lumumba Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

² Federal Register of Experts in the Scientific and Technical Sphere of the Russian Federation, Moscow, Russia

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ,
ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.3.072+528.8 (571.66)

Структурно-метасоматическая модель эпипермальных месторождений по данным дистанционных съёмок на примере Малетойваямского и Мутновского рудных полей (Камчатский край)**Сейров Ф. Е., Ананьев Ю. С.**

НИ ТПУ, г. Томск, Россия

Аннотация. Приведены результаты структурно-вещественного дешифрирования Малетойваямского и Мутновского рудных полей по материалам дистанционных съёмок Landsat-8, ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), ASTER GDEM (Global Digital Elevation Model), ArcticDEM (Arctic Global Digital Elevation Model) и Google Earth. Положение продуктивных вулканических ареалов контролируется главными продольными и диагональными по отношению к вулcano-плутоническим поясам разломами. Структурный контроль жил низкосульфатного (LS) оруденения Мутновского рудного поля осуществляется крутопадающими внутрикальдерными разломами, структурный контроль оруденения и метасоматитов высокосульфатных (HS) рудопроявлений Малетойваямского рудного поля – зонами сопряжения концентрических и радиальных внутрикальдерных разломов. Околорудные метасоматиты выявлялись методами минимизации ограниченной энергии, ложных цветов, минеральных индексов, спектрального угла. На месторождениях LS-типа могут быть проявлены серицит-кварцевые метасоматиты, оруденение может как накладываться на них, так и не совпадать с ними в пространстве. На месторождениях HS-типа оруденение накладывается на зональные вторичные кварциты.

Ключевые слова: Мутновское, Малетойваямское, эпипермальные месторождения, дистанционные методы, метасоматическая зональность, ASTER, Landsat-8, ArcticDEM.

Для цитирования: Сейров Ф. Е., Ананьев Ю. С. Структурно-метасоматическая модель эпипермальных месторождений по данным дистанционных съёмок на примере Малетойваямского и Мутновского рудных полей (Камчатский край). Руды и металлы. 2026. № 3. С. 16–33. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10012.

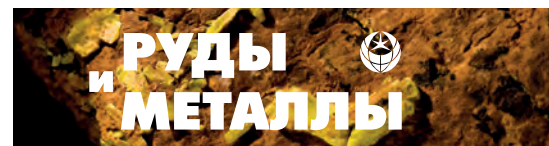
Structural-metasomatic model of epithermal ore deposits, based on remote sensing data: a case study of the Maletovayam and Mutnovsky ore fields, Kamchatka**Seyrov F. E., Ananyev Yu. S.**

National Research Tomsk Polytechnic University (TPU), Tomsk, Russia

Abstract. The paper presents results of geological interpretation of the Maletovayam and Mutnovsky ore fields, that was performed based on the Landsat-8 and ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) remote sensing data. The Google Earth imagery and the global digital elevation models ASTER GDEM and ArcticDEM were also used to identify the structural patterns. The wallrock metasomatites were revealed using spaceborne infrared spectroscopy methods, including the constrained energy minimization, false-color composites, mineral indices, and spectral angle mapping ones. It was determined that the epithermal ore fields are situated within areas of volcanic activity. At the regional scale, location of the productive zones is controlled by the major faults oriented longitudinally and diagonally relative to the volcano-plutonic belts. At the local scale, veins of the low-sulfate mineralization of the Mutnovsky ore field are structurally controlled by steeply dipping intra-caldera faults, whereas the high-sulfate mineralization of the Maletovayam ore field is controlled by zones of conjugation of the concentric and radial intra-caldera faults. The wallrock metasomatites are also controlled by zones of conjugation of the radial and concentric structures. Analysis of the ASTER data has identified four varieties of the metasomatically altered rocks: mono-quartz, sericite-quartz, sericite-kaolinite-quartz, and alunite-quartz ones. At the low-sulfate type ore deposits, sericite-quartz metasomatites may be present, and mineralization may either overprint them or occur spatially independently. At the high-sulfate type ore deposits, the mineralization is superimposed on the zonal secondary quartzites.

Keywords: Mutnovsky, Maletovayam, epithermal ore deposits, remote sensing methods, metasomatic zoning, ASTER, Landsat-8, ArcticDEM.

For citation: Seyrov F. E., Ananyev Yu. S. Structural-metasomatic model of epithermal ore deposits, based on remote sensing data: a case study of the Maletovayam and Mutnovsky ore fields, Kamchatka. Ores and metals. 2026. No. 3. pp. 16–33. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10012.



Введение

Эпитермальные системы являются на данный момент одним из важных источников благородных и цветных металлов. Наиболее распространённый принцип классификации этих систем как принадлежащих к высоко-, низкосульфатному либо промежуточному типу основан на фугитивности серы в процессах изменения термобарических условий и взаимодействия флюида с вмещающими породами [22]. В качестве объекта исследований низкосульфатного (low-sulfidation, LS) оруденения нами выбрано Мутновское рудное поле, высокосульфатного (high-sulfidation, HS) оруденения – Малетойваямское рудное поле. Они расположены в составе Восточно-Олюторско-Камчатско-Курильского (ВОКК) и Корякско-Центрально-Камчатского (КЦК) вулканоплутонических поясов (ВПП) соответственно [6].

В настоящее время выявление гидротермальных систем по материалам дистанционных данных освещено в статьях [1, 15, 25]. Несмотря на наличие публикаций по данной тематике, остаётся открытым вопрос выбора надёжного комплекса методов для выявления эпитермальных систем обоих типов по комплексным материалам открытых источников (таких как Landsat-8, ASTER, ASTER GDEM, ArcticDEM, Google Earth) в климатических условиях Российской Федерации. В настоящей статье на основании результатов обработки спутниковых данных для двух рудных полей, а также анализа существующих материалов по данной тематике предлагается обобщённая прогнозная модель эпитермальных систем HS- и LS-типа.

Исходные материалы и их предварительная обработка

В работе использованы материалы съёмки Landsat-8, ASTER, ASTER GDEM, ArcticDEM и открытые материалы GoogleEarth.

ASTER содержит 14 спектральных каналов: три в диапазоне VNIR (visible and near-infrared), шесть в диапазоне SWIR (short-wave infrared), пять в диапазоне TIR (thermal infrared) [10].

Для Малетойваямского рудного поля использованы снимки AST_L1T_0030828200000

5159_20150411091144_76475 и AST_L1T_00308282000005150_20150411091144_76474 [13].

Для Мутновского рудного поля использован снимок AST_L1T_00309242004003829_20150506041847_66080 [13].

К снимкам ASTER применялись следующие методы обработки: радиометрическая коррекция, атмосферная коррекция, приведение к отражательной способности.

Landsat-8 содержит 11 спектральных каналов: четыре спектральных и один панхроматический в диапазоне VNIR, четыре в диапазоне SWIR и два в диапазоне TIR [20].

Для Малетойваямского рудного поля использованы снимки Landsat-8: LC08_L2SP_098018_20151010_20200908_02_T1_SR, LC08_L2SP_097018_20130810_20200912_02_T1_SR, LC08_L2SP_096017_20150621_20200909_02_T1_SR, LC08_L2SP_096018_20160710_20200906_02_T1_SR.

Для Мутновского рудного поля использованы снимки Landsat-8: LC08_L2SP_099023_20130909_20200913_02_T1_SR, LC08_L2SP_099022_20140912_20200910_02_T1_SR [14].

Материалы ASTER GDEM и ArcticDEM представляют собой цифровые модели рельефа (ЦМР). Разрешение пиксела ASTER GDEM составляет 30 м; ArcticDEM – 2 м [11]. Для обработки данных этих съёмок использовалась отмывка рельефа [7].

Google Earth [16] представляет собой платформу, объединяющую данные космических и аэросъёмки. Она содержит данные программ Landsat, Sentinel, WorldView, Pleiades и другие [17]. В работе использованы трёхцветные растры, приближенные к естественным цветам, с разрешением близким к 0,5 м. Источник данных используемых сцен – Airbus.

Методы работы со снимками

Обработка спектральных данных и цифровых моделей рельефа позволила выявить структурные особенности территорий и области распространения метасоматически изменённых пород.

Разрывные нарушения в спектральных каналах выявляются по смещению видимых геологических границ и элементов рельефа, по

Таблица. Минеральные индексы характерных минеральных ассоциаций метасоматитов (по материалам [18, 21])

Table. Mineral indices of characteristic mineral assemblages of metasomatites (based on [18, 21])

Индекс	Формула вычисления	Интерпретация
MI ³	$\frac{\text{band12} \times \text{band14}^3}{\text{band13}^4}$	Участки окварцевания, основность горных пород
SiO ₂	$\frac{\text{band12}}{\text{band13}}$	Основность пород
QI	$\frac{\text{band11}^2}{\text{band10} \times \text{band12}}$	Кварцевые породы
Fillit	$\frac{\text{band5} + \text{band7}}{\text{band6}}$	Филлитовый индекс. Слюдистые минералы (преимущественно серицит)
KLI	$\frac{\text{band4}}{\text{band5}} \times \frac{\text{band8}}{\text{band6}}$	Каолинит
OHl	$\frac{\text{band7}}{\text{band6}} \times \frac{\text{band4}}{\text{band6}}$	ОН-содержащие минералы (гидрослюды)
ALI	$\frac{\text{band7}}{\text{band5}} \times \frac{\text{band7}}{\text{band8}}$	Алунитовый индекс
Fe ³⁺	$\frac{\text{band2}}{\text{band1}}$	Трёхвалентное железо

смене тона по разные стороны от нарушения, по прямолинейным участкам рек и бортов долин. В ЦМР они проявляются также в виде прямолинейных элементов строения рельефа (речные долины, крутые борта долин, резкая смена поднятых и опущенных в рельефе областей).

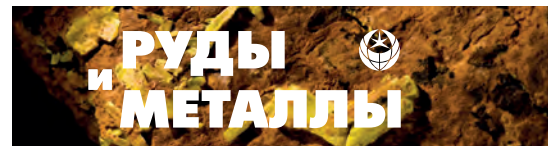
Более детальная статистическая информация о разрывных нарушениях в пределах рудных полей получена при совместном анализе данных Google Earth и ArcticDEM на крупных обнажённых участках рудных полей. Анализ включал в себя выделение в пределах обнажений разрывных нарушений по данным Google Earth и определение их элементов залегания.

Выявление метасоматитов производилось по данным Landsat-8 и ASTER. Для наиболее эффективного выявления метасоматитов по материалам Landsat-8 нами использован метод минимизации ограниченной энергии (constrained energy minimization, CEM) [12].

Детальный анализ проводился с использованием снимков ASTER и методов искусственных цветов и минеральных индексов. Для выделения областей распространения глинисто- и серицитсодержащих метасоматитов методом искусственных цветов использовался композит из каналов ASTER № 4, 6 и 8 в палитре RGB. В составе такого композита области распространения филлизитов и аргиллизитов проявлены в розоватых тонах [23].

Минеральные индексы позволяют определять вещественный состав изучаемых площадей через отношение отражательной способности пиксела в различных каналах. Используемые в работе минеральные индексы приведены в таблице.

Спектр выявленных методами искусственных цветов и минеральных индексов метасоматитов извлекался и анализировался путём сопоставления с эталонными минеральными



спектрами библиотек NASA [24]. Картирование метасоматических зон по выявленным спектрам производилось методом спектрального угла [19].

Мутновское золото-серебро-полиметаллическое LS-месторождение

Краткая геологическая характеристика.

Месторождение Мутновское расположено в Камчатском крае в южной части Камчатского полуострова в 60 км к юго-западу от города Петропавловск-Камчатский. Месторождение локализовано в пределах Восточно-Олюторско-Камчатско-Курильского ВПП (P_3-N_2) в Южно-Камчатском рудном районе. Для эпitherмальных систем Южно-Камчатского района характерна связь с породами диорит-андезитовой вулканоплутонической ассоциации [6]. Помимо Мутновского в данном районе известны также полиметаллические и благороднометалльные месторождения Вилючинское, Родниковое, Быстринское и др. [6, 9].

В структурном плане месторождение приурочено к Жировской палеовулканической постройке (рис. 1). Постройка лежит в поле субмеридионально ориентированных сбросов в зоне их сопряжения с Мутновским глубинным разломом северо-восточного простирания. Продуктивная жильная минерализация приурочена к субмеридиональным разломам [8].

В строении территории выделяются три структурных этажа. Нижний, смятый в пологие складки, сложен преимущественно вулканитами среднего и основного состава, их туфами, а также, в меньшей степени, морскими терригенными отложениями (ахотенская, жировская, мутновская толщи, асачинская свита). Месторождение Мутновское лежит по большей части в пределах выхода на дневную поверхность образований нижнего структурного этажа. Средний этаж представлен полого залегающими дацитами, андезитами, базальтами и их туфами (алнейская серия). Эти образования преобладают в периферийной части жировской постройки и непосредственно на месторождении практически не представлены. Верхний структурный этаж –

четвертичные базальтовые покровы к западу от месторождения. В пределах рудной зоны четвертичные водно-ледниковые отложения перекрывают терригенно-вулканогенные толщи нижнего структурного этажа [8, 9].

Интрузивные образования, проявленные в районе месторождения Мутновское, представлены четырьмя комплексами – олигоценным (в основном андезиты), миоценовым (андезиты, базальты, кварцевые порфиры, диориты), плиоценовым (андезиты), четвертичным (базальты, андезибазальты) – и проявлены преимущественно в виде субвулканических тел – даек, силлов, некков. Непосредственно в рудной зоне наиболее распространены диориты миоценового комплекса, слагающие вытянутое в северо-восточном направлении тело протяженностью около 3 км, расширяющееся и имеющее ряд апофиз.

Большая часть запасов месторождения принадлежит жиле Определяющая, протяженной в субмеридиональном направлении на расстояние около 3 км. Жильные тела месторождения распространены на площади около 10–15 км². Всего на месторождении известно на данный момент более 160 жильных и штоковых тел кварцевого и кварц-карбонатного составов. Из-за различий в составах руд в разных частях месторождения на протяжении рудной жилы Определяющая выделено три фланга:

1. северный, содержащий малосульфидную золото-серебряную минерализацию;
2. южный, содержащий золото-серебряно-полиметаллическую минерализацию;
3. центральный, содержащий оба типа минерализации.

Также на месторождении отмечаются марганцевые руды, связанные с кварц-карбонатными прожилками [8, 9]. На месторождении отмечаются кварц-карбонатные и кварц-серицитовые метасоматиты [3, 8, 9].

Региональный структурно-вещественный анализ. В материалах Landsat-8 при изучении южной части Восточно-Олюторско-Камчатско-Курильского ВПП выявлен ряд линейных и кольцевых (дуговых) структур (рис. 2).

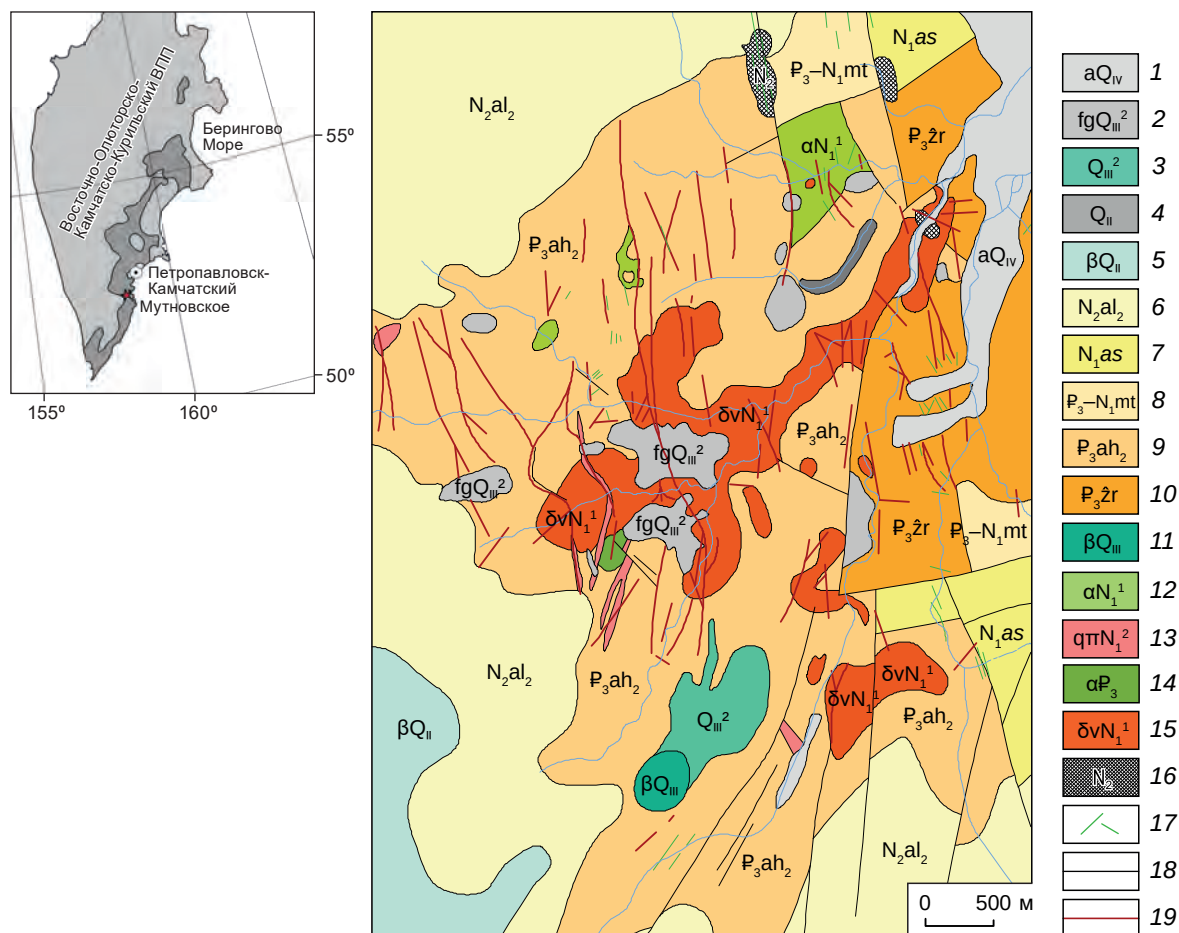


Рис. 1. Карта месторождения Мутновское (по материалам [10]):

1 – аллювиальные отложения; 2 – водно-ледниковые отложения; 3 – базальты, лавобрекчии базальтов; 4 – туффиты, пемзовые туфы; 5 – базальты, андезибазальты, их туфы, конгломераты, туфопесчаники; 6 – алнейская серия (витрокластические туфы, дациты, андезиты и их туфы); 7 – асачинская свита (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы, андезиты); 8 – мутновская толща (туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы); 9 – ахомтенская толща (андезиты и их туфы, лавобрекчии андезитов, андезибазальтов, туфоалевролиты, алевролиты, аргиллиты); 10 – жировская толща (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы); 11 – четвертичный комплекс (базальты, андезибазальты); 12, 13 – миоценовый комплекс: 12 – андезиты, андезибазальты, 13 – кварцевые порфиры; 14 – олигоценовый комплекс (андезиты); 15 – диориты, габбродиориты; 16 – брекчии диатрем; 17 – дайковые тела четвертичного и миоценового комплексов; 18 – тектонические нарушения; 19 – гидротермальные жилы

Fig. 1. Geological map of the Mutnovsky ore deposit (based on [10]):

1 – alluvial deposits; 2 – fluvioglacial deposits; 3 – basalts, basaltic lava breccias; 4 – tuffites, pumice tufts; 5 – basalts, basaltic andesites, their tufts, conglomerates, tuffaceous sandstones; 6 – Alney Series (vitroclastic tufts, dacites, andesites and their tufts); 7 – Asacha Formation (tuffaceous gravelstones, tuffaceous sandstones, tuffaceous siltstones, tuffites, tufts, andesites); 8 – Mutnovsky sequence (tuffaceous sandstones, tuffaceous siltstones, tuffites, tufts); 9 – Akhomten sequence (andesites and their tufts, andesite and basaltic andesite lava breccias, tuffaceous siltstones, siltstones, mudstones); 10 – Zhirovsky sequence (tuffaceous gravelstones, tuffaceous sandstones, tuffaceous siltstones, tuffites, tufts); 11 – Quaternary complex (basalts, basaltic andesites); 12, 13: Miocene complex: 12 – andesites, basaltic andesites, 13 – quartz porphyries; 14 – Oligocene complex (andesites); 15 – diorites, gabbro-diorites; 16 – diatreme breccias; 17 – dikes of the Quaternary and Miocene complexes; 18 – tectonic faults; 19 – hydrothermal veins

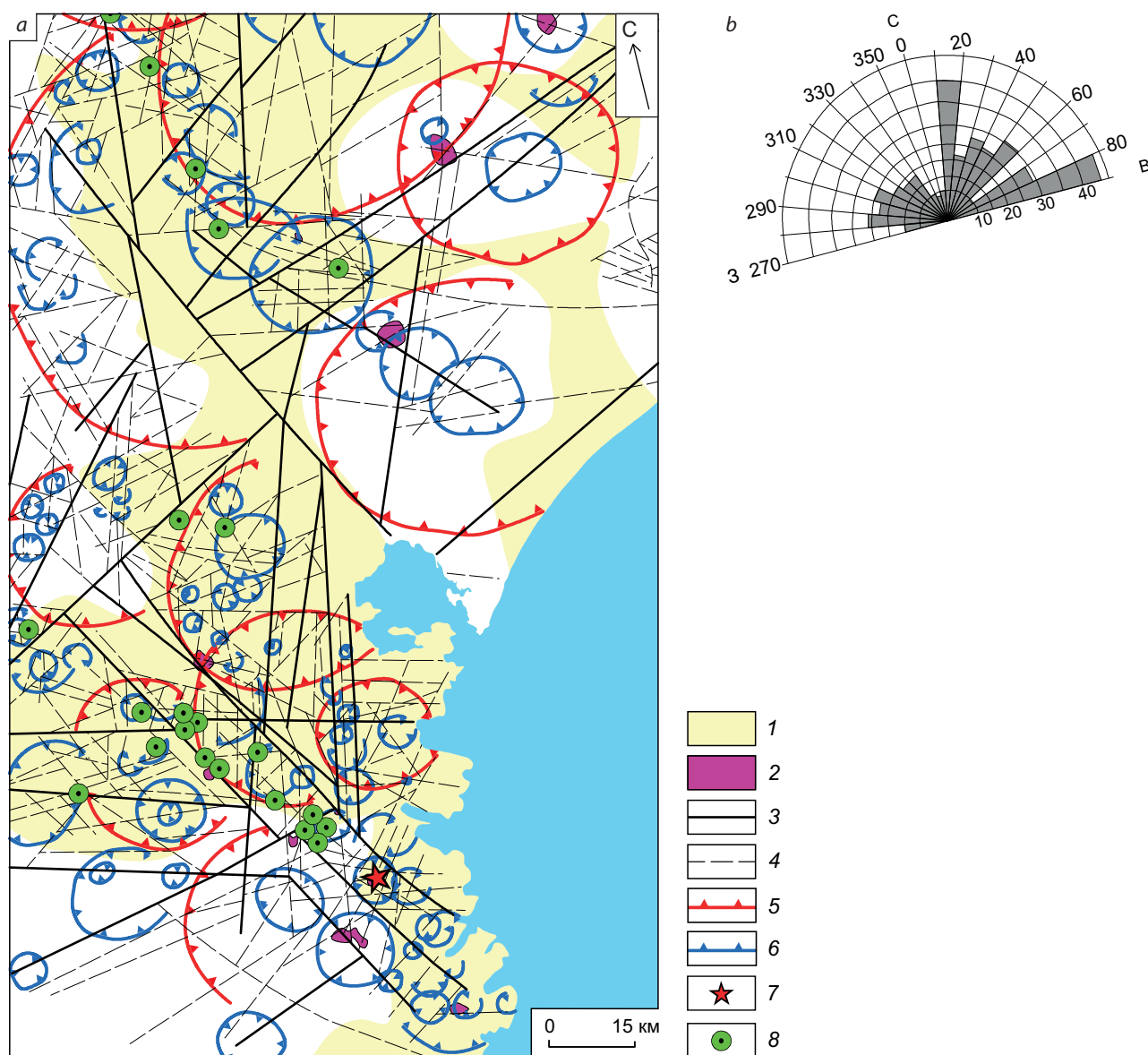


Рис. 2. Структурная модель южной части Восточно-Олюторско-Камчатско-Курильского ВПП по материалам Landsat-8:

a – линейные и кольцевые структуры, метасоматиты; *b* – роза-диаграмма линейных разрывных нарушений; 1 – области распространения вулканитов ВОКК по материалам [3, 6]; 2 – глинисто- и серицитсодержащие метасоматиты по материалам Landsat-8; 3 – линейные разрывные нарушения первого порядка; 4 – линейные разрывные нарушения второго порядка; 5 – структуры проседания; 6 – структуры оседания и вулканические постройки; 7 – месторождение Мутновское; 8 – месторождения и рудопроявления золота, серебра, ртути, полиметаллов

Fig. 2. Structural model of the southern East Olyutorsky–Kamchatka–Kuril volcanic-plutonic belt, based on Landsat-8 data:

a – linear and ring structures, metasomatites; *b* – rose diagram of the linear faults; 1 – distribution areas of East Olyutorsky–Kamchatka–Kuril belt volcanics, based on data from [3, 6]; 2 – clay- and sericite-containing metasomatites, based on Landsat-8 data; 3 – first-order linear faults; 4 – second-order linear faults; 5 – subsidence structures; 6 – settling structures and volcanic edifices; 7 – Mutnovsky ore deposit; 8 – ore deposits and occurrences of gold, silver, mercury, and polymetals

Структуры были классифицированы по размерам и морфологии.

Линейные разрывные нарушения по протяжённости разделяются на структуры первого и второго порядка. Структуры первого порядка – это разломы протяжённостью более 50–60 км. Как правило, они лучше проявлены в рельефе и практически всегда трассируются крупными водотоками. Смещение геологических границ и элементов рельефа вдоль таких нарушений может достигать первых десятков километров. Также эти разломы часто разделяют разновозрастные структурные комплексы. Структуры второго порядка – разрывные нарушения протяжённостью до 50 км, часто ограниченные разрывными нарушениями первого порядка. Структуры второго порядка хуже проявлены в рельефе и редко смещают геологические границы и границы рельефа более чем на первые километры.

По ориентировке по отношению к ВПП все линейные разрывные нарушения могут быть разделены на следующие группы:

1. продольные разломы север-северо-восточного простирания (азимут примерно 10–20°);
2. поперечные разломы запад-северо-западного простирания (азимут примерно 280–290°);
3. диагональные разломы северо-восточного и северо-западного простирания (азимут простирания 290–340° и 20–60°);
4. диагональные нарушения восток-северо-восточные (азимут простирания 80–90°).

Кольцевые и дуговые структуры также были разделены на порядки. Структуры первого порядка – диаметром более 40 км. В зоне влияния таких структур лежит практически вся территория ВОКК ВПП и смежные территории. Эти структуры распознаются по характерной кольцеобразной морфологии элементов рельефа (хребтов, рек, узких понижений) и контролируют области распространения покровных вулканитов и интерпретируются как вулcano-тектонические депрессии над магматическими камерами. Структуры второго порядка – диаметром от 10 до 40 км. Они интерпретируются как структуры оседания над

промежуточными вулканическими очагами. Структуры третьего порядка – диаметром до 10 км. Они интерпретируются как частные вулканические постройки, в пределах пояса распространены в виде цепочек вдоль главных линейных разрывных нарушений. Рудное поле Мутновское лежит в центральной части одной из таких построек.

В целом в региональных структурах отмечается приуроченность вулканических построек к линейным структурам первого порядка и зонам их сопряжения. Преимущественно вулканизм проявлен вдоль разломов 1-й и 3-й групп, то есть приурочен к разрывным нарушениям продольным и диагональным по отношению к ВПП.

Известные рудные поля контролируются областями, которые ограничены сближенными разломами первого порядка 3-й группы, ориентированными преимущественно по азимуту 300–330°. Эти же участки характеризуются наибольшим количеством структур оседания и вулканических построек. Здесь же наиболее распространены разрывные нарушения второго порядка 3-й и 4-й групп (диагональные по отношению к ВОКК ВПП).

Метасоматически изменённые каолинит-содержащие и серицит-кварцевые породы, выявляемые методом минимизации ограниченной энергии по материалам Landsat-8, распространены в виде отдельных небольших (до первых километров) изометричных проявлений внутри ВОКК ВПП и на склонах более молодых вулканов за его пределами.

Месторождение Мутновское расположено в зоне влияния сближенных разломов первого порядка 3-й группы в области сопряжения разломов второго порядка 2-й, 3-й и 4-й групп в центральной части вулканоструктуры третьего порядка. Вулканоструктура сложная, в неё входят несколько сближенных кальдер проседания диаметрами до 5 км. В центральной части структуры по материалам обработки Landsat-8 проявлен метасоматоз.

Структурно-метасоматическая модель. В материалах ASTER на территории Мутновского месторождения методами искусственных

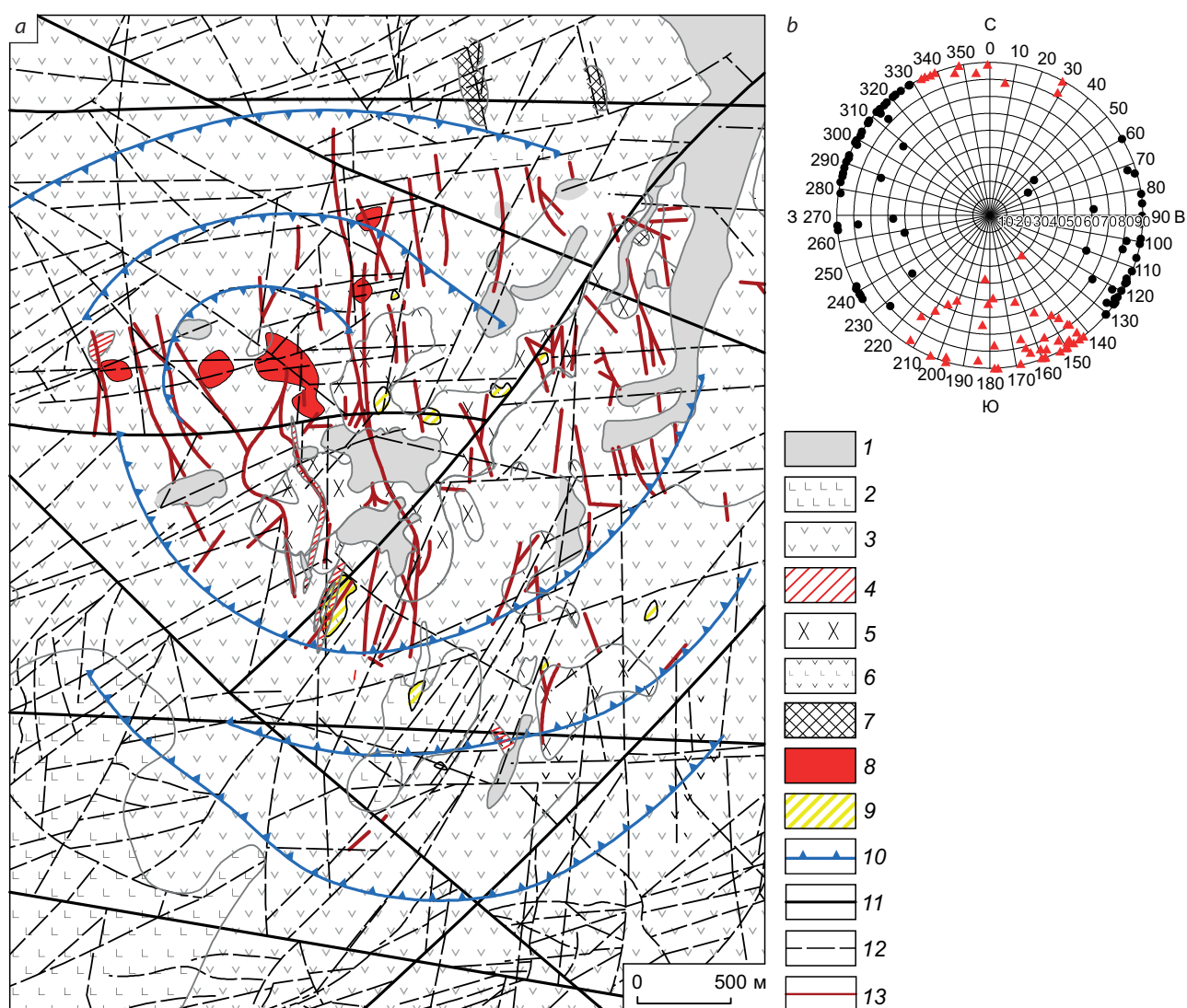


Рис. 3. Структурно-метасоматическая модель рудного поля Мутновское:

a – внутрикальдерные структуры; *b* – стереографическая проекция (на верхнюю полусферу) разломов, зафиксированных в зонах метасоматически изменённых пород (красные треугольники – разломы первой группы, чёрные точки – разломы второй группы); 1 – аллювиальные отложения; 2 – базальты, лавобрекчии базальтов; 3 – дациты, андезиты и их туфы; 4 – кварцевые порфиры; 5 – диориты, габбродиориты; 6 – андезибазальты; 7 – брекчии диатрем; 8 – серицит-кварцевые метасоматиты; 9 – области окисленных сульфидов; 10 – вулканоструктуры; 11 – разломы первого и второго порядка; 12 – разломы третьего порядка; 13 – рудные жилы

Fig. 3. Structural-metasomatic model of the Mutnovsky ore field:

a – intracaldera structures; *b* – stereographic projection of faults (projection onto the upper hemisphere), recorded in zones of metasomatically altered rocks (dots indicate the position of the faults identified within zones of metasomatite distribution; red triangles are faults of the first group; black dots are faults of the second group); 1 – alluvial deposits; 2 – basalts, basaltic lava breccias; 3 – dacites, andesites, and their tuffs; 4 – quartz porphyry; 5 – diorites, gabbrodiorites; 6 – basaltic andesites; 7 – diatreme breccias; 8 – sericite-quartz metasomatites; 9 – areas of oxidized sulfides; 10 – volcanic structures; 11 – faults of the first and second order; 12 – faults of the third order; 13 – ore veins

цветов и минеральных индексов выявляются серицит-кварцевые метасоматиты, а также участки лимонитизации (рис. 3).

В методе искусственных цветов серицит-кварцевые метасоматиты проявлены в составе композита из каналов ASTER № 4, 6 и 8 областями с розоватой окраской. Зоне филлизитизации отвечают значимые величины минеральных индексов Fillit, Fe^{3+} , SiO_2 . Зоны распространения окисленных сульфидов выделены по значимым величинам индекса Fe^{3+} .

Выявляемые в материалах ASTER изменённые породы месторождения Мутновское проявлены в виде отдельных областей, по размеру редко превышающих 100–200 м и рассеянных по широкой площади (до 20 км²). Наиболее крупное проявление изменённых пород наблюдается в центральной части месторождения на удалении около 400 м от жилы Определяющая, оно представлено филлизитами. Рудные жилы вытянуты в направлении удлинения тела метасоматически изменённых пород. Размер тела метасоматитов по удлинению составляет около 500 м при ширине 150–200 м.

В структурном плане в пределах Мутновского рудного поля выделяются разрывные нарушения третьего порядка, интерпретируемые как радиальные и концентрические структуры. Отмечается приуроченность крупных рудоносных жил к радиальным структурам ССЗ-ССВ ориентировки. При этом рудные тела ориентированы по направлению одного из разломов второго порядка.

Структурный анализ положения метасоматически изменённых пород в материалах Google Earth и ArcticDEM производился в обнажённых областях, содержащих в основном серицитовые метасоматиты. Выявлялись и анализировались разломы преимущественно протяжённостью до первых сотен метров, реже до первых километров. В районе распространения серицитовых метасоматитов выделены следующие разновидности разломов:

1. близкие по простиранию к ближайшему сегменту видимой дуги вулканоструктуры – такие разломы интерпретируются как фраг-

менты концентрических структур внутри кальдерных построек;

2. разнонаправленные – могут интерпретироваться как радиальные структуры или деформации, вызванные внешними внекальдерными напряжениями.

Стереографическая схема всех выявленных структур изображена на рис. 3, б. Как видно из рис. 3, метасоматически изменённые породы месторождения Мутновское лежат в зонах сопряжения радиальных, концентрических и внекальдерных разломов. При этом чёткая приуроченность к рудоконтролирующим структурам явно не прослеживается.

Малетойваямское месторождение HS-типа

Краткая геологическая характеристика. Малетойваямское месторождение расположено на севере Корякско-Центрально-Камчатского вулканоплутонического пояса в пределах Ветроваямской зоны [4, 6]. На территории рудного поля выделяются три основных участка: Юго-Западное в юго-западной части поля, Гатчинг в юго-восточной части и Юбилейное на северо-западе площади [2, 5].

В структурном плане рудное поле приурочено к центральной части кальдеры стратовулкана. Известные месторождения находятся в зонах влияния радиальных разломов. Практически вся область месторождения лежит в поле глубинных разломов северо-восточного простирания – Вывенско-Ватынского на севере и Ватынского на юге. Разломы приурочены к шовной зоне сочленения Центрально-Корякской и Олюторской структурно-формационных зон [2, 5].

Стратифицированные образования представлены терригенными разностями ранне-неогеновой пахачинской свиты с прослоями карбонатов и углистых образований, которые перекрываются в пределах рудного поля вулканогенно-осадочными толщами туфопесчаников и андезитов ветроваямской свиты. Осадочные комплексы прорываются на некотором удалении от рудного поля субвулканическими телами андезитов и андезидацитов,

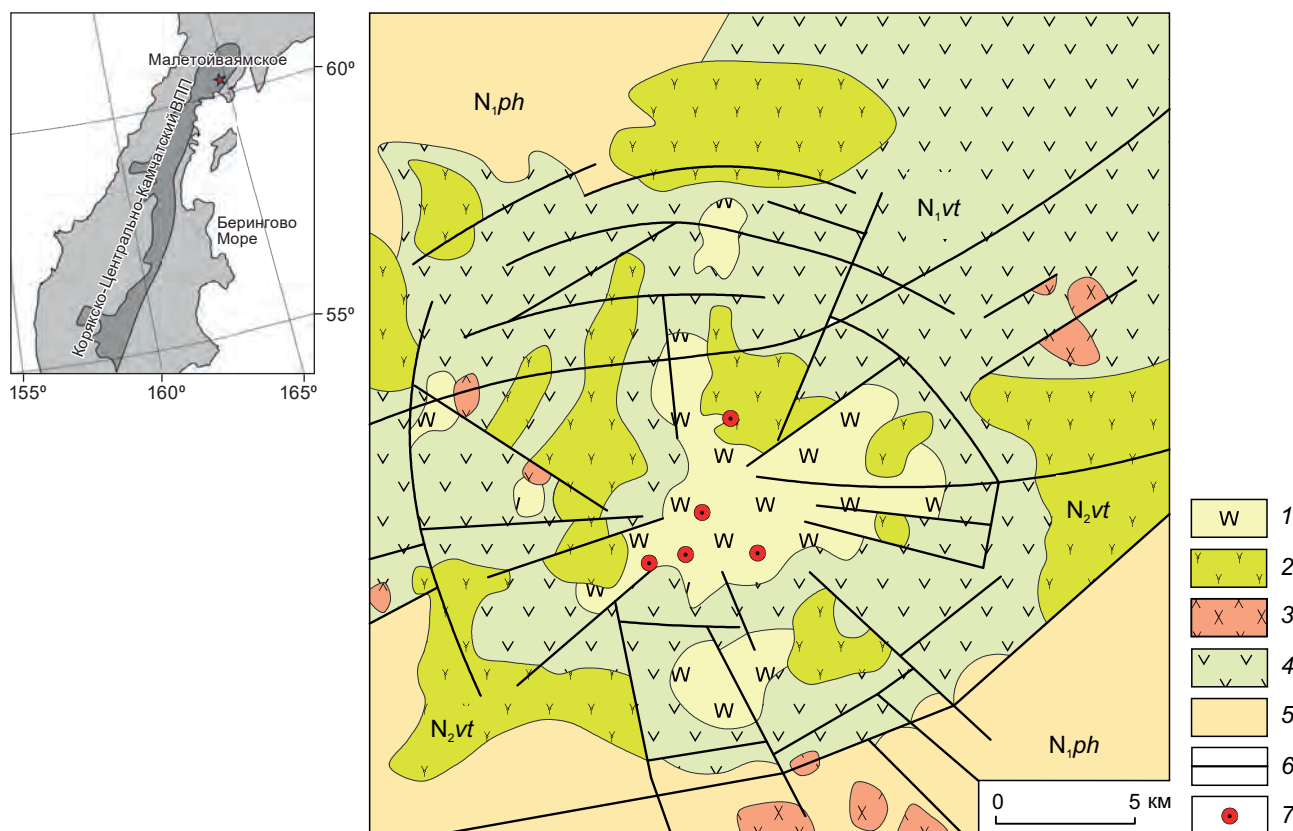


Рис. 4. Геологическая карта месторождения Малетойваям [2, 5, 6]:

1 – метасоматиты нерасчленённые; 2 – ветроваямская свита, андезиты; 3 – субвулканические интрузии, андезиты, андезито-дациты; 4 – ветроваямская свита, андезиты, туфы, туфопесчаники; 5 – пахачинская свита, песчаники, гравийники; 6 – разломы; 7 – известные месторождения и рудопроявления

Fig. 4. Geological map of the Maletoyvayam ore deposit [2, 5, 6]:

1 – undifferentiated metasomatites; 2 – Vetrovayam Formation, andesites; 3 – subvolcanic intrusions, andesites, andesite-dacites; 4 – Vetrovayam Formation, andesites, tuffs, tuffaceous sandstones; 5 – Pakhacha Formation, sandstones, gravelstones; 6 – faults; 7 – known ore deposits and mineral occurrences

комагматичных ветроваямским вулканитам (рис. 4) [5].

Значительные площади в границах рудного поля занимают метасоматиты. Зональность метасоматических изменений от тыловой до фронтальных областей известных проявлений: монокварциты → алуни-серицит-кварцевые метасоматиты → пропилиты [5].

Региональный структурно-вещественный анализ. В материалах Landsat-8 в северной части Корякско-Центрально-Камчатского ВПП выявлен ряд линейных и кольцевых (дуговых)

структур. Как и в районе ВОКК ВПП, разломы проявлены в рельефе по смещениям линейных элементов, крутым бортам долин, спрямлённым руслам водотоков. Наблюдаются также смещения видимых геологических границ и смена фототона по разные стороны от разрывных нарушений.

Линейные структуры по протяжённости разделены на разломы первого и второго порядка. Разломы первого порядка – наиболее протяжённые структуры, длина которых достигает до первых сотен километров. Как правило,

в рельефе они наиболее проявлены, нередко трассируются водотоками и гребнями хребтов. Разломы второго порядка заключены между главными разрывными нарушениями. Их длина редко превышает 50–60 км.

По ориентировке по отношению к ВПП все разломы могут быть разделены на группы следующим образом (рис. 5):

1. продольные (азимут простираения 50–80°);
2. поперечные (азимут простираения 320–350°);
3. диагональные по отношению к КЦК ВПП (ориентированные по азимутам 10–50° и 280–310°).

Дуговые и кольцевые структуры первого порядка (диаметр 80 км и более) интерпретируются как вулcano-тектонические депрессии над коровыми магматическими камерами. Структуры второго порядка интерпретируются как структуры оседания над сближенными или одиночными крупными вулканическими камерами (диаметр от 7 до 80 км), структуры третьего порядка – вулканические постройки и кальдеры проседания (диаметр до 5–7 км).

Как видно из структурной схемы исследуемого района (рис. 5), рудные месторождения в пределах сближенных Корякско-Центрально-Камчатского и Пенжинско-Западно-Камчатского ВПП, а также прилегающих территорий локализируются в зонах повышенной вулканической активности. Такие зоны фиксируются по скоплениям вулканоструктур второго порядка и, как правило, лежат во внутренних зонах вулcano-тектонических депрессий. Структурный контроль положения вулканических ареалов в пределах КЦК ВПП осуществляется сближенными линейными продольными разломами первого порядка (1-й группы). В близлежащем Пенжинско-Западно-Камчатском ВПП контроль вулканических ареалов осуществляется как продольными, так и диагональными сближенными разломами первого порядка (1-й и 3-й группы). Известные рудные поля, в т. ч. Малетойваямское, контролируются диагональными по отношению к ВПП разломами первого и второго порядка.

Глинисто- и серицитсодержащие метасоматиты в материалах Landsat-8 выделялись с использованием метода СЕМ для эталонных спектров каолинита, гётита, эпидота. Как видно из схемы (рис. 5), известные рудные поля в пределах ВПП сопровождаются площадными ореолами метасоматически изменённых пород. Малетойваямское рудное поле пространственно совпадает с крупным (до 20 км по удлинению) метасоматическим ореолом.

Структурно-метасоматическая модель. Метасоматически изменённые породы рудного поля Малетойваям выявляются в материалах ASTER методами искусственных цветов и минеральных индексов. Метасоматический ореол включает четыре разновидности метасоматитов, зоны которых сменяют друг друга от тыловых к фронтальным следующим образом: преимущественно монокварцевые, серицит-каолинит-кварцевые, каолинитовые с кварцем, алуни-кварцевые (рис. 6, а).

Монокварцевые метасоматиты преобладают в центральной части поля. Их положение контролируется зонами сопряжения разнонаправленных разрывных нарушений размером от 100 до 700 м, вдоль которых тела монокварцитов часто вытянуты. Выявляются по совокупности значимых величин индекса MI^3 и QI , в составе композита из каналов ASTER № 4, 6 и 8 в палитре RGB слабо проявлены в виде зеленоватых областей. В SWIR-диапазоне ASTER характеризуются наиболее низким отражением по сравнению со смежными областями, имеют слабую полосу поглощения в каналах № 6 и 8. В композите из результатов СЕМ для эталонных спектров каолинита, лимонита и эпидота в каналах Landsat-8 в палитре RGB проявлены светло-голубоватым цветом.

Каолинит-серицит-кварцевые метасоматиты занимают обширные области, сменяя в пространстве монокварцевые тела: как правило, они проявлены вплотную к полям монокварцитов и вытянуты в том же направлении. Мощность ореолов каолинит-серицит-кварцевых метасоматитов достигает первых километров (редко более трёх-четырёх). Они вы-

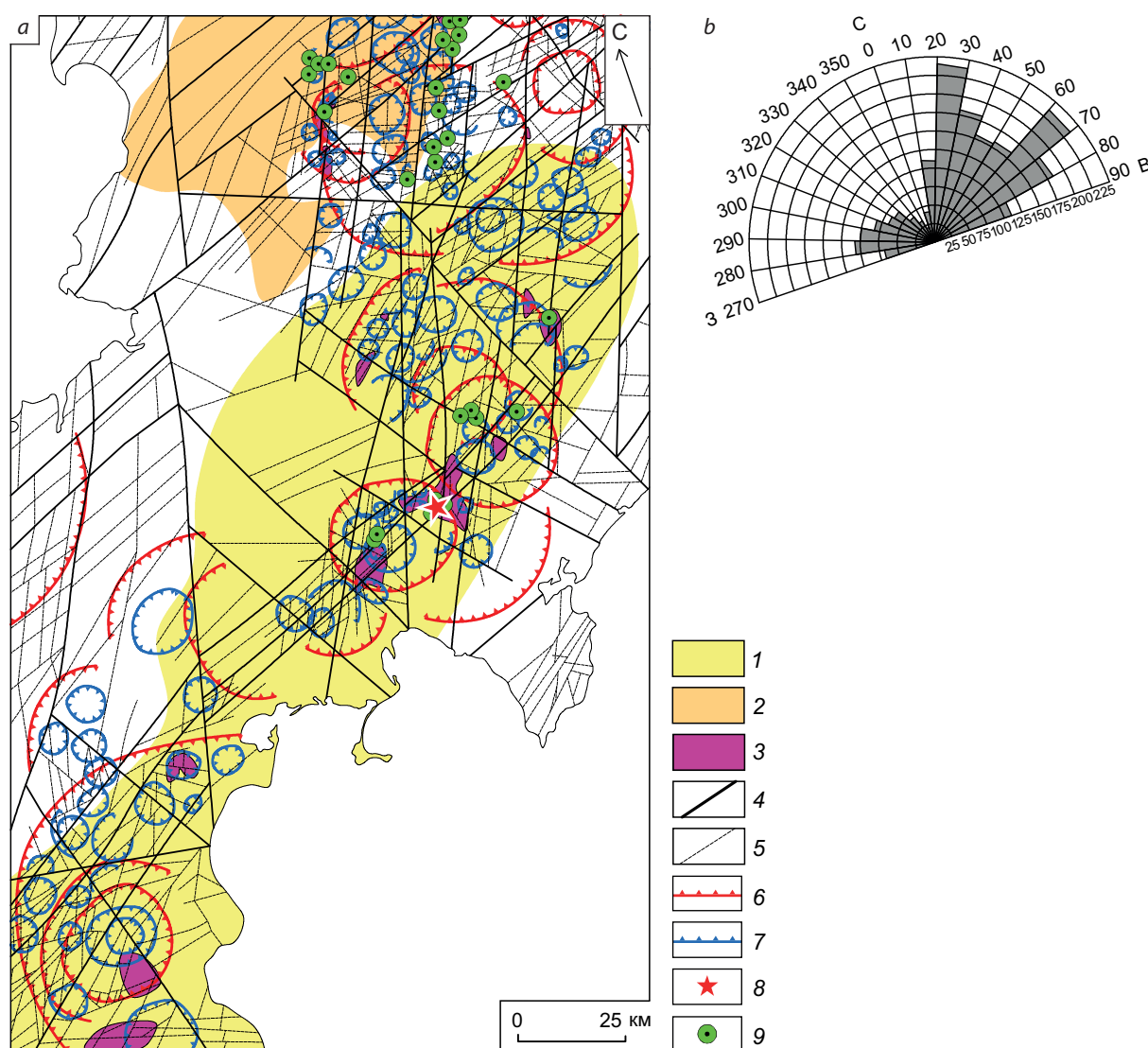


Рис. 5. Структурная модель северной части Корьякско-Центрально-Камчатского ВПП и прилегающих территорий по материалам Landsat-8:

a – линейные и кольцевые структуры, метасоматиты; *b* – роза-диаграмма линейных разрывных нарушений; 1 – области распространения вулканитов КЦК ВПП по материалам [4, 6]; 2 – области распространения вулканитов Пенжинско-Западно-Камчатского ВПП [4, 6]; 3 – глинисто- и серицитсодержащие метасоматиты по материалам Landsat-8; 4 – линейные разрывные нарушения первого порядка; 5 – линейные разрывные нарушения второго порядка; 6 – кальдеры оседания; 7 – вулканические постройки; 8 – рудное поле Малетойваямское; 9 – месторождения и рудопроявления золота, серебра, ртути, полиметаллов [4]

Fig. 5. Structural model of the northern Koryak–Central Kamchatka volcanic-plutonic belt and the adjacent areas, based on Landsat-8 data:

a – linear and ring structures, metasomatites; *b* – rose diagram of linear faults; 1 – distribution areas of volcanics of the Koryak–Central Kamchatka volcanic-plutonic belt (based on [4, 6]); 2 – distribution areas of volcanics of the Penzhina–West Kamchatka volcanic-plutonic belt [4, 6]; 3 – clay- and sericite-containing metasomatites (based on Landsat-8 data); 4 – first-order linear faults; 5 – second-order linear faults; 6 – subsidence calderas; 7 – volcanic edifices; 8 – Maletoyvayam ore field; 9 – gold, silver, mercury, and polymetallic deposits and occurrences [4]

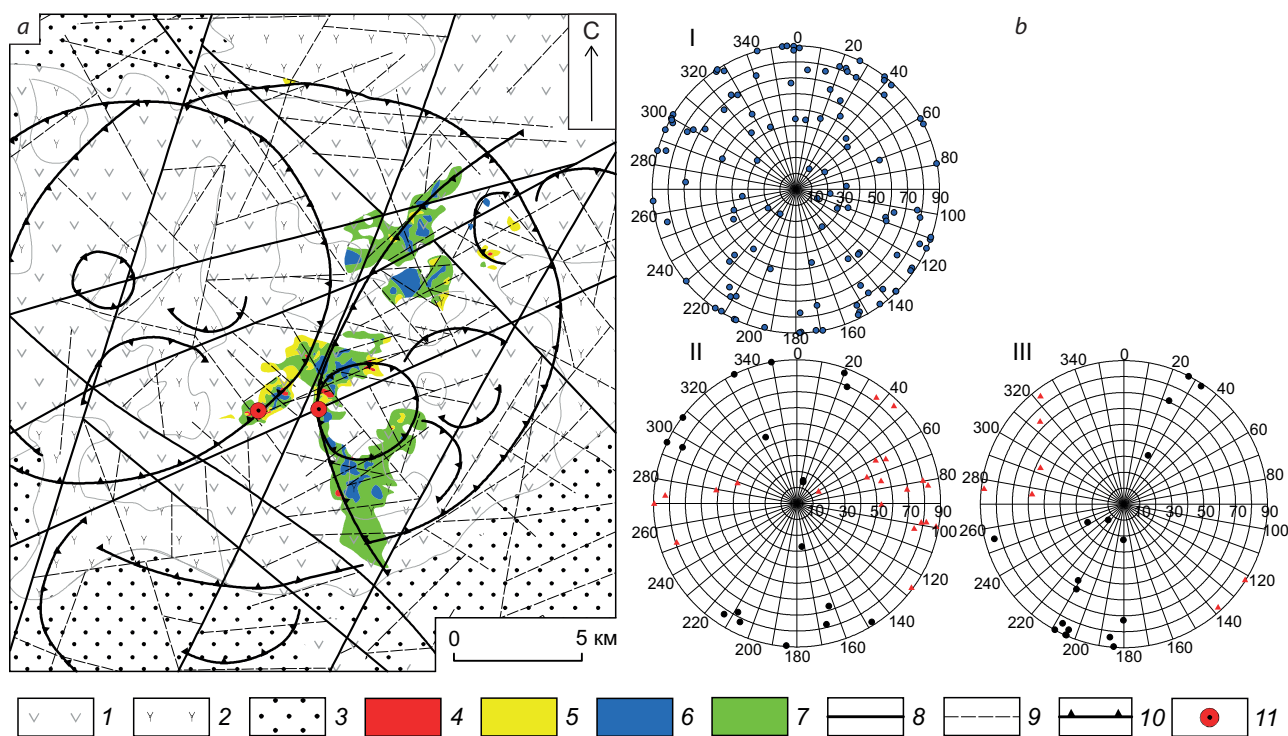


Рис. 6. Структурно-метасоматическая модель рудного поля Малетойваям:

a – внутрикальдерные структуры; *b* – стереографическая проекция (на верхнюю полусферу) разломов, зафиксированных в зонах метасоматически изменённых пород: I – положение разломов, выявленных в зонах распространения метасоматитов; II – проекции разломов рудопроявления Гатчинг; III – проекции разломов рудопроявления Юго-Западное (на рис. II и III красные треугольники – разломы первой группы, чёрные точки – разломы второй группы); 1 – андезиты и их туфы; 2 – андезиты; 3 – песчано-гравийные отложения; 4 – кварц-алунитовые метасоматиты; 5 – аргиллизиты; 6 – монокварциты; 7 – кварц-серицитовые метасоматиты; 8 – разрывные нарушения первого и второго порядка; 9 – разрывные нарушения третьего порядка (радиальные и концентрические); 10 – структуры оседания и вулканические кальдеры; 11 – рудопроявления Гатчинг на востоке и Юго-Западное на западе

Fig. 6. Structural-metasomatic model of the Maletoivayam ore field:

a – intracaldera structures; *b* – stereographic projection (onto the upper hemisphere) of faults identified within zones of metasomatically altered rocks: I – position of faults identified in zones of metasomatite distribution; II – projections of faults at the Gatching ore occurrence; III – projections of faults at the Yugo-Zapadnoye ore occurrence; 1 – andesites and their tuffs; 2 – andesites; 3 – sand-and-gravel deposits; 4 – quartz-alunite metasomatites; 5 – argillic alteration; 6 – monoquartzites; 7 – quartz-sericite metasomatites; 8 – first- and second-order faults; 9 – third-order faults (radial and concentric); 10 – subsidence structures and volcanic calderas; 11 – known ore occurrences: Gatching (in the east) and Yugo-Zapadnoye (in the west); in panels II and III, the red triangles indicate the first-group faults, and the black dots indicate the second-group faults

являются в каналах SWIR-диапазона ASTER по характерным полосам поглощения в каналах № 5 и 6, в составе композита из каналов ASTER № 4, 6 и 8 проявлены в виде бордовых и бордово-зеленоватых областей. В минеральных индексах им также соответствуют значимые величины MI^3 и QI .

Каолинит-кварцевые метасоматиты преимущественно образуют ряд удлинённых по простиранию всего ореола областей. Ширина проявлений, как правило, не превышает 400–500 м, длина – до первых километров. Пространственно они частично совпадают с рудными зонами известных месторождений



в пределах поля. В SWIR-диапазоне ASTER они выделяются по поглощению в каналах № 5 и 6 с меньшим поглощением в канале № 4 по сравнению с каолинит-серицит-кварцевыми метасоматитами; в составе композита из каналов ASTER № 4, 6 и 8 проявлены в виде розоватых областей. В минеральных индексах выявляются значимыми величинами индекса KLI и слабыми положительными аномалиями индекса OHI на фоне монокварцитов и каолинит-серицит-кварцевых метасоматитов. В составе композита из результатов СЕМ для эталонных спектров каолинита, лимонита и эпидота в каналах Landsat-8 в палитре RGB имеют характерные жёлтый и слабо-оранжевый цвета.

Алунит-кварцевые метасоматиты в пределах поля образуют сравнительно небольшие, редкие, преимущественно изометричные тела размерами до 500–600 м. Как правило, они располагаются внутри зон развития каолинит-кварцевых метасоматитов в непосредственной близости от рудных зон месторождений Малетойваямского рудного поля. В SWIR-диапазоне ASTER выявляются по характерному поглощению в каналах № 5 и 6 с преобладанием поглощения в канале № 5, в составе композита из каналов ASTER № 4, 6 и 8 проявлены в виде розоватых областей. В минеральных индексах проявлены значимыми величинами индекса ALI и слабыми положительными аномалиями индекса OHI, в составе композита из результатов СЕМ для эталонных спектров каолинита, лимонита и эпидота в каналах Landsat-8 в палитре RGB имеют жёлтый цвет.

Как видно из рис. 6, известные рудопоявления локализованы в зонах влияния продольных и диагональных по отношению к ВПП структур. В пределах структур оседания оруденение сосредоточено в зонах сопряжения вулканических кальдер и более крупных структур оседания с линейными радиальными разломами. В метасоматическом ореоле рудопоявления не всегда локализуются в тыловых зонах метасоматического ореола. В районе рудопоявлений Юго-Западное и Гатчинг прослеживается пространственная связь меж-

ду оруденением и локальными проявлениями каолинитовых и кварц-алунитовых метасоматитов.

Детальный структурный анализ производился в районе обнажений метасоматически изменённых пород по материалам Google Earth и ArcticDEM. Выявляемые разломы разделены на группы следующим образом:

1. концентрические (сонаправлены с ближайшими сегментами кальдер);

2. радиальные и связанные с внешними напряжениями (разнонаправленные структуры).

Как видно из стереографической проекции (рис. 6, б), зоны метасоматически изменённых пород контролируются радиальными и концентрическими разломами внутри кальдер. Анализ разломов, снятых в районе рудопоявлений Гатчинг и Юго-Западное, показал, что они контролируются различными вулканоструктурами (приурочены к разным кальдерам). Отдельно можно отметить схожий характер разломов рудных зон и всех контролирующих метасоматиты структур. Это говорит о том, что рудный флюид использовал для миграции те же нарушения, что и активные гидротермы, образовавшие зонально построенный метасоматический ореол.

Выводы

Комплексная обработка дистанционных материалов Landsat-8, ASTER, ArcticDEM, Google Earth по рудным полям эпитепмальных систем Малетойваямского высокосульфатного и Мутновского низкосульфатного рудных полей позволила провести структурный анализ на региональном и локальном уровне, а также выявить метасоматически изменённые породы.

На основании полученных результатов можно сравнить эти объекты и составить модели низкосульфатных и высокосульфатных систем, а также выделить их критерии по материалам дистанционных съёмки.

Для низкосульфатного оруденения. На региональном уровне целевыми объектами являются вулканические ареалы, проявленные в виде скоплений кольцевых структур первого и второго порядка, контролируемые главными

линейными нарушениями, диагональными по отношению к простирацию ВПП. Кальдеры, вмещающие оруденение, контролируются разломами второго порядка, секущими главные разломы, контролирующие вулканический ареал. В материалах Landsat-8 отмечаются небольшие отдельные проявления нерасчленяемых глинисто- и серицитсодержащих метасоматитов.

На локальном уровне кальдеры проявляют сложное внутреннее строение, обусловленное многоактными проседаниями. Рудные жилы локализуются в центральной части и контролируются радиальными и концентрическими разломами, параллельными разломам второго порядка внутри кальдеры. Метасоматиты контролируются зонами сопряжённых концентрических и радиальных разломов, частично совпадающих с рудоконтролирующими структурами. Метасоматиты не имеют прямой пространственной связи с оруденением, которое может частично совпадать по местоположению с кварц-серицитовыми метасоматитами и областями окисленной сульфидной минерализации.

Для высокосульфатного оруденения. На региональном уровне целевыми объектами являются вулканические ареалы, проявленные в виде скоплений кольцевых структур второго и третьего порядка, контролируемые главными линейными нарушениями, продольными по отношению к простирацию ВПП в зоне их сопряжения с главными диагональными разломами. В материалах Landsat-8 сопровождаются ореолами серицитовых и глинистых метасоматитов, занимающих десятки и сотни км².

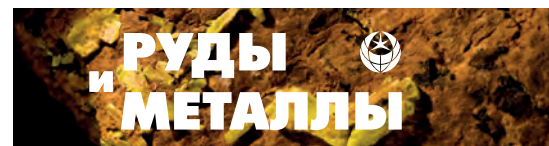
На локальном уровне форма кальдер высокосульфатных систем близка к изометричной. Оруденение сосредоточено в периферийной части, контролируется зонами сопряжения концентрических и радиальных разломов, то есть теми же структурами, что и метасоматиты. Оруденение локализуется в составе метасоматического ореола. Относительно рудных тел зональность от тыловых частей к фронтальной следующая: алунит-кварцевые, каолинит-кварцевые метасоматиты, монокварциты, каолинит-серицит-кварцевые метасоматиты.

Анализ структур позволяет предположить, что LS-оруденение Мутновского рудного поля сформировалось в обстановке значительно большего растяжения, чем HS-оруденение Малетойваямского рудного поля. Основными подводящими каналами для низкосульфатного оруденения являлись разломы, оперяющие разлом второго порядка в центре кальдеры. Высокосульфатное оруденение приурочено к кальдерам без видимого сильного внешнего растяжения, которым свойственны изометричность и простота строения. Центральная часть такой кальдеры значительно менее проницаема, что препятствует смешению восходящих потоков флюида и инфильтрирующихся метеорных вод. Рудоподводящими здесь являлись зоны сопряжённых концентрических и радиальных структур, которые отводили оруденение на периферию вулканоструктуры, где и формировались минерализованные зоны.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 25-27-00462).

Список литературы

1. *Ананьев Ю. С., Житков В. Г., Поцелуев А. А.* Прогнозно-поисковая модель эпитеpmальных Au-Ag месторождений кислотно-сульфатного типа по данным дешифрирования современных космических снимков (на примере рудного поля Светлое, Хабаровский край) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2019. – Т. 330, № 5. – С. 84–92. – doi: 10.18799/24131830/2019/5/270.
2. *Бортников Н. С., Толстых Н. Д.* Эпитеpmальные месторождения Камчатки (Россия) // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65, № 1. – С. 124–152. – doi: 10.1134/S1075701523070176.
3. *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Камчатская. Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка.* – СПб. : Изд-во картфаbрики ВСЕГЕИ, 2006. – 376 с.



4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист Р-58 – Пенжинская губа. Объяснительная записка. – СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 384 с.
5. Гурин Г. В. Опыт применения геофизических методов при поисках эпitherмальных месторождений золота (на примере Малотойвямского золоторудного поля, Камчатка) // Литосфера. – 2021. – Т. 21, № 1. – С. 116–132. – doi: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-116-132.
6. Мигачев И. Ф., Минина О. В., Звездов В. С. Корякско-Камчатский регион – потенциальная медно-порфировая провинция // Отечественная геология. – 2020. – № 4–5. – С. 3–23. – doi: 10.47765/0869-7175-2020-10020.
7. Полякова Е. В., Кутинов Ю. Г., Минеев А. Л., Чистова З. Б. Анализ возможности применения цифровых моделей рельефа ASTER GDEM v2 и ArcticDEM для исследований арктических территорий России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2020. – Т. 17, № 7. – С. 117–127. – doi: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-117-127.
8. Швейгерт П. Е., Жегунов П. С., Москалева С. В. Рудная минерализация северного фланга Мутновского золото-серебро-полиметаллического месторождения (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2024. – № 1 (61). – С. 72–82. – doi: 10.31431/1816-5524-2024-1-61-72-82.
9. 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.
10. Abrams M., Hook S., Ramachandran B. ASTER user handbook, v2: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. – Pasadena : Jet Propulsion Laboratory, 2002. – 135 p.
11. Arctic DEM Explorer [Электронный ресурс]. – URL: <https://livingatlas2.arcgis.com/> (дата обращения: 04.12.2025).
12. Chang C.-I. Constrained Energy Minimization (CEM) for Hyperspectral Target Detection: Theory and Generalizations // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2024. – V. 62, art. No 5522921. – doi: 10.1109/TGRS.2024.3424281.
13. Earthdata Search [Электронный ресурс]. – URL: <https://search.earthdata.nasa.gov/Search> (дата обращения: 12.09.2025).
14. EarthExplorer // USGS science for a changing world [Электронный ресурс]. – URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/> (дата обращения: 10.09.2025).
15. Ferrier G., Ganas A., Pope R., Jo Miles A. Prospecting mapping for epithermal deposits of western Milos using a fuzzy multi criteria evaluation approach parameterized by airborne hyperspectral remote sensing data // Geosciences. – 2019. – V. 9, No 3. – P. 116. – doi: 10.3390/geosciences9030116.
16. Google Планета Земля [Электронный ресурс]. – URL: <https://earth.google.com/> (дата обращения: 04.12.2025).
17. Gorelick N., Hancher M., Dixon M. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone // Remote Sensing of Environment. – 2017. – V. 202. – P. 18–27. – doi: 10.1016/j.rse.2017.06.031.
18. Kalinowski A., Oliver S. ASTER Mineral Index Processing Manual Compiled by Remote Sensing Applications Geoscience. – Australia, Center of Geographic Sciences. – 2004.
19. Kruse F. A., Lefkoff A. B., Boardman J. W., Heidebrecht K. B., Shapiro A. T., Barloon P. J., Goetz A. F. H. The spectral image processing system (SIPS)–interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data // Remote Sensing of Environment. – 1993. – V. 44, No 2–3. – P. 145–163. – doi: 10.1016/0034-4257(93)90013-N.
20. Landsat 8 Data Users Handbook // Handbooks & Guides | Landsat Science [Электронный ресурс]. – URL: <https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-8-data-users-handbook> (дата обращения: 04.09.2025).
21. Ninomiya Y., Fu B. Thermal infrared multispectral remote sensing of lithology and mineralogy based on spectral properties of materials // Ore Geology Reviews. – 2019. – V. 108. – P. 54–72. – doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.03.012.
22. Sillitoe R. H., Hedenquist J. W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth / ed. S. F. Simmons, I. J. Graham. – Littleton: Society of Economic Geologists, 2003. – V. 10. – P. 315–343.
23. Tommaso I. D., Rubinstein N. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infernillo porphyry deposit, Argentina // Ore Geology

Reviews. – 2007. – V. 32 (1–2). – P. 275–290. – doi: 10.1016/j.oregeorev.2006.05.004.

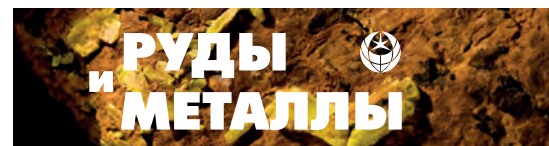
24. USGS Spectral Library version 7: U. S. Geological Survey Data Series 1035. – 2017. – 61 p.

25. Van der Meer F. D., van der Werff H. M. A., van Ruitenbeek F. J. A., Hecker C. A., Bakker W. H.,

Noomen M. F., van der Meijde M., Carranza E. J. M., de Smeth J. B., Woldai T. Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: A review // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. – 2012. – V. 14, No 1. – P. 112–128. – doi: 10.1016/j.jag.2011.08.002.

References

1. Anan'ev Yu. S., Zhitkov V. G., Potseluev A. A. Prognozno-poiskovaya model' ehpterimal'nykh Au-Ag mestorozhdenii kislотно-sul'fatnogo tipa po dan-nym deshifirovaniya sovremennykh kosmicheskikh snimkov (na primere rudnogo polya Svetloe, Khabarovskii krai) [Forecasting and prospecting model of epithermal high sulfidation Au-Ag deposits using modern satellite data (on the example of ore field Svetloe, Khabarovskiy kray)], *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov [Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering]*, 2019, Vol. 330, No 5, pp. 84–92. (In Russ.) DOI: 10.18799/24131830/2019/5/270.
2. Bortnikov N. S., Tolstykh N. D. Ehpterimal'nye mestorozhdeniya Kamchatki (Rossiya) [Epithermal deposits of Kamchatka (Russia)], *Geologiya rudnykh mestorozhdenii [Geology of ore deposits]*, 2023, Vol. 65, No 1, pp. 124–152. (In Russ.) DOI: 10.1134/S1075701523070176.
3. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Koryaksko-Kamchatskaya. List N-57 – Petropavlovsk-Kamchatskii. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Koryak-Kamchatka Series. Sheet N-57 – Petropavlovsk-Kamchatsky. Explanatory note], St. Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory Publ., 2006, 376 p.
4. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Koryaksko-Kuril'skaya. List P-58 – Penzhinskaya guba. Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Koryak-Kuril Series. Sheet P-58 – Penzhina Bay. Explanatory note], St. Petersburg, VSEGEI Cartographic Factory Publ., 2016, 384 p.
5. Gurin G. V. Opyt primeneniya geofizicheskikh metodov pri poiskakh ehpterimal'nykh mestorozhdenii zolota (na primere Maletovayamskogo zolotorudnogo polya, Kamchatka) [Geophysical prospecting for epithermal gold deposits (a case study from the Maletovayam gold ore field, Kamchatka Peninsula)], *Litosfera [Lithosphere]*, 2021, Vol. 21, No 1, pp. 116–132. (In Russ.) DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-1-116-132.
6. Migachev I. F., Minina O. V., Zvezdov V. S. Koryaksko-Kamchatskii region – potentsial'naya medno-porfirovaya provintsia [Koryak-Kamchatka region: potential porphyry copper province], *Otechestvennaya geologiya [National geology]*, 2020, No 4–5, pp. 3–23. (In Russ.) DOI: 10.47765/0869-7175-2020-10020.
7. Polyakova E. V., Kutinov Yu. G., Mineev A. L., Chistova Z. B. Analiz vozmozhnosti primeneniya tsifrovyykh modelei rel'efa ASTER GDEM v2 i ArcticDEM dlya issledovaniy arkticheskikh territorii Rossii [Analysis of the applicability of the ASTER GDEM v2 and ArcticDEM digital elevation models in research on Russia's Arctic territories], *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space]*, 2020, Vol. 17, No 7, pp. 117–127. (In Russ.) DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-117-127.
8. Shveigert P. E., Zhegunov P. S., Moskaleva S. V. Rudnaya mineralizatsiya severnogo flanga Mutnovskogo zoloto-serebro-polimetallicheskogo mestorozhdeniya (Kamchatka) [Ore mineralization of the Mutnovskoe gold-silver-base metal deposit, northern flank (Kamchatka)], *Vestnik Kamchatskoy regional'noy assotsiatsii "Uchebno-nauchnyy tsentr". Seriya: Nauki o Zemle [Bulletin of Kamchatka regional association "Educational-Scientific Center". Earth Sciences]*, 2024, No 1 (61), pp. 72–82. (In Russ.) DOI: 10.31431/1816-5524-2024-1-61-72-82.
9. Shishkanova K. O., Okrugin V. M., Filosofova T. M. Osobennosti mineralogii rud yuzhnogo flanga zoloto-serebro-polimetallicheskogo mestorozhdeniya Mutnovskoe (Yuzhnaya Kamchatka) [Mineralogy of the ores on the southern flank of the Mutnovskoe gold-silver-polymetallic deposit (Southern Kamchatka)], *Rudy i metally [Ores and Metals]*, 2022, No 3, pp. 78–100. (In Russ.) DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10018.



10. Abrams M., Hook S., Ramachandran B. ASTER user handbook, v2: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, Pasadena, Jet Propulsion Laboratory, 2002, 135 p.
11. Arctic DEM Explorer. – URL: <https://livingatlas2.arcgis.com/> (date of access: December 4, 2025).
12. Chang C.-I. Constrained Energy Minimization (CEM) for Hyperspectral Target Detection: Theory and Generalizations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2024, Vol. 62, art. No 5522921. DOI: 10.1109/TGRS.2024.3424281.
13. Earthdata Search. – URL: <https://search.earthdata.nasa.gov/Search> (date of access: September 12, 2025).
14. EarthExplorer – USGS science for a changing world. – URL: <https://earthexplorer.usgs.gov/> (date of access: September 10, 2025).
15. Ferrier G., Ganas A., Pope R., Jo Miles A. Prospecting mapping for epithermal deposits of western Milos using a fuzzy multi criteria evaluation approach parameterized by airborne hyperspectral remote sensing data, *Geosciences*, 2019, Vol. 9, No 3, pp. 116. DOI: 10.3390/geosciences9030116.
16. Google Planet Earth. – URL: <https://earth.google.com/> (date of access: December 4, 2025).
17. Gorelick N., Hancher M., Dixon M. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone, *Remote Sensing of Environment*, 2017, Vol. 202, pp. 18–27. DOI: 10.1016/j.rse.2017.06.031.
18. Kalinowski A., Oliver S. ASTER Mineral Index Processing Manual Compiled by Remote Sensing Applications Geoscience, Australia, Center of Geographic Sciences, 2004.
19. Kruse F. A., Lefkoff A. B., Boardman J. W., Heidebrecht K. B., Shapiro A. T., Barloon P. J., Goetz A. F. H. The spectral image processing system (SIPS)–interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data, *Remote Sensing of Environment*, 1993, Vol. 44, No 2–3, pp. 145–163. DOI: 10.1016/0034-4257(93)90013-N.
20. Landsat 8 Data Users Handbook – Handbooks & Guides | Landsat Science. – URL: <https://www.usgs.gov/landsat-missions/landsat-8-data-users-handbook> (date of access: September 4, 2025).
21. Ninomiya Y., Fu B. Thermal infrared multispectral remote sensing of lithology and mineralogy based on spectral properties of materials, *Ore Geol. Rev.*, 2019, Vol. 108, pp. 54–72. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2018.03.012.
22. Sillitoe R. H., Hedenquist J. W. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. In: *Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes within the Earth*, ed. by S. F. Simmons, I. J. Graham, Littleton, Society of Economic Geologists, 2003, Vol. 10, pp. 315–343.
23. Tommaso I. D., Rubinstein N. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina, *Ore Geol. Rev.*, 2007, Vol. 32 (1–2), pp. 275–290. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2006.05.004.
24. USGS Spectral Library version 7: U. S. Geological Survey Data Series 1035, 2017, 61 p.
25. Van der Meer F. D., van der Werff H. M. A., van Ruitenbeek F. J. A., Hecker C. A., Bakker W. H., Noomen M. F., van der Meijde M., Carranza E. J. M., de Smeth J. B., Woldai T. Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: A review, *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 2012, Vol. 14, No 1, pp. 112–128. DOI: 10.1016/j.jag.2011.08.002.

Сейров Федор Евгеньевич (fes2@tpu.ru)
аспирант

Ананьев Юрий Сергеевич
доктор геолого-минералогических наук, доцент

Инженерная школа природных ресурсов Национального исследовательского
Томского политехнического университета (НИ ТПУ), г. Томск, Россия

Seyrov Fedor Evgenievich (fes2@tpu.ru)
Postgraduate student

Ananyev Yuri Sergeevich
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Associate Professor
School of Natural Resources Engineering
National Research Tomsk Polytechnic University (TPU), Tomsk, Russia

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 552.11

Возможная гипотеза формирования редкометалльных криолитсодержащих гранитов**Казакова А. А.**

ГЕОХИ РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. В изучаемой модельной гранитной системе при 700–800 °С и 1 кбар, содержании воды 2–50 мас. % стабильно проявляется жидкостная несмесимость между алюмосиликатным и соевым расплавами. В экспериментах при 700 °С и 1 кбар из солевого щёлочно-алюмофторидного расплава кристаллизуются крупные кристаллы криолита (более 70 мкм). При увеличении содержания воды в расплаве увеличиваются коэффициенты разделения редкоземельных элементов между щёлочно-алюмофторидной и алюмосиликатной фазами, как при 700 °С, так и при 800 °С и 1 кбар. При сопоставлении экспериментальных результатов в модельной гранитной системе с природными данными по редкометалльным гранитам Катугинского месторождения получено, что криолит в редкометалльных гранитах мог образоваться на поздней магматической стадии формирования крупного гранитного массива в результате отделения от магмы силикатно-солевых расплавов, богатых фтором, литием и редкоземельными элементами, при температуре 700–800 °С. Формирование редкометалльного Катугинского месторождения в парагенезисе с криолитом следует относить к магматической стадии. Для понимания процесса формирования криолитсодержащих редкометалльных гранитов в данной работе представлена модель М. И. Швадуса, в которой показана взаимосвязь силикатно-солевой несмесимости (флюид/расплав) и образования криолита во фтор-редкометалльных месторождениях.

Ключевые слова: механизм образования криолитсодержащих гранитов, криолит, редкоземельные элементы, гранит, фтор-редкометалльные месторождения, силикатно-солевая несмесимость.

Для цитирования: Казакова А. А. Возможная гипотеза формирования редкометалльных криолитсодержащих гранитов. Руды и металлы. 2026. № 3. С. 34–57. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10013.

A possible hypothesis for the formation of rare-metal cryolite-containing granites**Kazakova A. A.**

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences (GEOKHI RAS), Moscow, Russia

Abstract. In the studied model granite system at 700–800°C, 1 kbar, and water content 2–50 wt. %, a liquid immiscibility is consistently observed between the aluminosilicate and salt melts. In the experiments at 700°C and 1 kbar, large cryolite crystals (more than 70 µm) crystallize from a salt alkali-alumino-fluoride melt. The coefficients of separation of rare earth elements between the alkali-alumino-fluoride and aluminosilicate phases increase with increasing the water content of the melt both at 700 and 800°C and 1 kbar. When comparing the experimental results in the model granite system with natural data on rare-metal granites of the Katugino ore deposit, it was found that cryolite in the rare-metal granites could have formed at the late magmatic stage of formation of a large granite massif as a result of separation of silicate-salt melts rich in fluorine, lithium and rare earth elements from the magma at a temperature of 700–800°C. The formation of the rare-metal Katugino deposit in paragenesis with cryolite should be attributed to the magmatic stage. To understand the process of formation of the cryolite-containing rare-metal granites, this work presents the model by M.I. Schvadus, that demonstrates the relationship between silicate-salt immiscibility (fluid-melt) and cryolite formation in fluorine-rare metal ore deposits.

Keywords: mechanism of formation of cryolite-containing granites, cryolite, rare earth elements, granite, fluorine-rare metal deposits, silicate-salt immiscibility.

For citation: Kazakova A. A. A possible hypothesis for the formation of rare-metal cryolite-containing granites. Ores and metals. 2026. No. 3. pp. 34–57. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10013.



Введение

Редкометалльными гранитоидами считаются породы гранитного состава, содержащие повышенные концентрации редких элементов (лития, рубидия, цезия, ниобия, тантала, циркония, гафния, иттрия, скандия, редкоземельных элементов, олова и др.) по сравнению со средними содержаниями в кислых интрузивных породах [23]. Метасоматическими аналогами являются апограниты [8]. Происхождение редкометалльных гранитов до сих пор остаётся дискуссионным.

История изучения гранитоидов связана с известными учёными-геологами Ф. Р. Апелциным, В. В. Архангельской, А. А. Беусом, А. И. Гинзбургом, А. М. Гребенниковым, В. И. Коваленко, О. Д. Левицким, А. А. Ситниным, Л. В. Тугариновым, А. Г. Фельдманом, С. М. Бескиным, О. К. Гречищевым и др. Каждый из них рассматривал определённую модель формирования гранитов. Существует несколько гипотез формирования редкометалльных гранитов: метасоматическая [6, 8], магматическая с метасоматозом на поздних стадиях развития [7, 16], магматическая с участием остаточных солевых расплавов, которые накапливают редкоземельные элементы (РЗЭ) [19, 23, 32, 33, 35, 38–40].

В работе [11] было предложено выделить три типа рудоносных месторождений (по ведущему рудному компоненту): 1) танталовые (колумбит, танталит, микролит, стрюверит, касситерит, литиевые слюды, вольфрамит); 2) тантал-ниобиевые (колумбит; пироклор; фергусонит; циркон, богатый гафнием; гагаринит; флюоцерит; фторкарбонаты редких земель, например бастнезит; гадолинит; криолит; рибекит; арфведсонит; эгирин; астрофиллит); 3) вольфрам-бериллиевые, содержащие молибденит (весьма характерно наличие мусковита). Ниже представлены рудные минералы, характерные для редкометалльных, в частности тантал-ниобиевых, вольфрам-бериллиевых криолитсодержащих месторождений, по данным работ [11, 32, 33, 35] (табл. 1).

В связи с возросшим интересом к редкометалльным гранитам как к источнику РЗЭ было решено представить возможный механизм фор-

мирования криолитсодержащих гранитов по модели, предложенной в работе М. И. Швадуса «Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометалльных месторождений Западного Забайкалья» [41] и развивавшейся в то время Л. В. Таусоном и В. И. Коваленко. В работе М. И. Швадуса предлагаются три модели образования рудоносных гранитоидов: 1) апогранитная; 2) магматическая; 3) пегматитовая. Сторонники первой модели предполагали, что рудоносные образования формируются путём послемагматической метасоматической переработки гранитов, из которых происходит мобилизация рудного вещества, перенос и накопление в апикальных частях массива. Сторонники второй модели предполагали кристаллизацию гранитоидов из расплава, обогащённого летучими (вода, фтор), редкими и редкоземельными элементами. Благодаря Н. И. Коваленко [24] эта теория была подкреплена экспериментально. Сторонники третьей модели пытались объединить основные положения магматической и апогранитной гипотез. В работе М. И. Швадуса [41] отмечено, что образование такого рода пород возможно на глубине 1–4 км. Считается, что расплавы, из которых образовались рудоносные граниты, не могли образоваться *in situ*, что указывает на глубинный материнский очаг их формирования. Предполагается [20], что такие расплавы выплавлялись из материала сиалической оболочки земной коры. В таком случае итоговые составы рудоносных гранитов зависят от исходного вещества, а также от глубинных флюидов, которые могли изменять щёлочность расплава. Расплавы, обогащённые водой, щелочами, фтором и рудными элементами, могут формироваться в зонах палингенного магомобразования, а также в апикальных частях гранитного массива в результате кристаллизационной дифференциации [23, 37].

Редкометалльные граниты, содержащие криолит, как правило, связаны с щелочными анорогенными гранитами, формирующимися в обстановке внутриконтинентального растяжения, т. е. такого рода обстановки подразумевают тектонические нарушения, что приводит к снижению давления в массиве. По таким

Табл. 1. Наиболее часто встречаемые на редкометалльных тантал-ниобиевых, вольфрам-бериллиевых криолитсодержащих месторождениях минералы, содержащие редкие элементы (по [11, 32, 33, 35]; формулы минералов преимущественно взяты из [42])

Table 1. Rare elements-containing minerals the most common in tantalum-niobium and tungsten-beryllium cryolite-bearing rare-metal deposits (according to [11, 32, 33, 35]; the mineral formulas are mainly taken from [42])

Минерал	Формула
Колумбит	$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6$, Nb>Ta
Танталит	$(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6$, Ta>Nb
Микролит	$(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$
Струверит	$(\text{Ti}, \text{Ta}, \text{Fe})\text{O}_2$
Касситерит	SnO_2
Вольфрамит	$(\text{Mn}, \text{Fe})\text{WO}_4$
Пироклор	$(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{OH}, \text{F}, \text{O})$
Плюмбопироклор	$(\text{Pb}, \dots)(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Ti})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH})$
Фергусонит-(Y)	YNbO_4
Циркон (с примесью Hf)	ZrSiO_4
Гагаринит	$\text{NaCaY}(\text{F}, \text{Cl})_6$
Флюоцерит	$(\text{Ce}, \text{La})\text{F}_3$
Твейтит	$\text{Ca}_{1-x}(\text{Y}, \text{TR})_x\text{F}_{2-x}$, где $x \sim 0,3$
Бастнезит	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Y})\text{CO}_3\text{F}$
Веберит	$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{AlF}_7)$
Гадолинит	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Y})_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$
Криолит	Na_3AlF_6
Ральстонит	$\text{Na}_x\text{Mg}_x\text{Al}_{2-x}(\text{F}, \text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$, где $x \sim 0,5$
Флюорит+Y-флюорит	CaF_2 +примесь YF_3
Прозопит	$\text{CaAl}_2(\text{F}, \text{OH})_8$
Томсенолит	$\text{CaNa}(\text{AlF}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Геарксутит	$\text{CaAl}(\text{OH})\text{F}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Молибденит	MoS_2
Торит	ThSiO_4
Торианит	ThO_2
Бафертисит	$\text{Ba}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})_2\text{TiSi}_2\text{O}_7(\text{O}, \text{OH})_2$
Ферберит	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn})\text{WO}_4$
Церианит-(Ce)	$(\text{Ce}, \text{Th})\text{O}_2$
Сфалерит	ZnS
Ксенотим	YPO_4
Ильменит	FeTiO_3
Монацит	$(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd}, \text{Th})\text{PO}_4$



ослабленным зонам расплавы стремятся вверх во вмещающие породы и в раскристаллизованные граниты предыдущих фаз. Таким образом, верхние зоны магматического тела обогащаются щелочами, летучими и редкими элементами. Считается, что снижение давления является главным фактором дифференциации и отделения флюидной фазы от кристаллизующегося расплава. Из расплавов при содержании $K > Na$ флюидная фаза отделяется в течение всего процесса кристаллизации, а из расплавов при $Na > K$ – только за счёт остаточных растворов после кристаллизации породы [41].

Согласно модели, предложенной Л. В. Таусоном [36] и развивавшейся В. И. Коваленко [23], в процессе эволюции расплав последовательно обогащается щелочами, летучими (фтором, хлором, водой) и рудными компонентами, концентрирующимися в апикальных частях гранитных тел. Это приводит к уменьшению вязкости, понижению температуры расплава и накоплению в нём рудных элементов. В зависимости от количества летучих в интрузии может быть два механизма кристаллизации расплава (рис. 1) [41].

В первом механизме мы наблюдаем, что при внедрении родоначальной магмы сначала кристаллизуется зона закалки. При этом в апикальной части формируется очаг низкотемпературного расплава. При таком порядке последующая кристаллизация магмы будет проходить в более глубоких участках камеры («зона начальной кристаллизации»), формируя некий кристаллический барьер. Этот барьер обеспечивает выделение летучих в глубинные части интрузии, и там образуется вторая область низкотемпературного расплава.

Во втором механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий с низким уровнем содержания летучих видно зону закалки, и к ней примыкает приконтактная зона. Летучие, находящиеся в кровле интрузии, отжимаются вглубь тела и остаются в верхнем очаге низкотемпературного расплава. Дальнейшая кристаллизация происходит по тому же сценарию, что и было представлено выше. Таким

образом, второй вариант отличается от первого, во-первых, наличием приконтактной зоны и, во-вторых, глубиной залегания очагов низкотемпературных расплавов внутри интрузии.

Для того, чтобы более детально представить физический механизм поведения фаз в процессе плавления и кристаллизации богатого солевыми и летучими компонентами гранита, нужно прибегнуть к экспериментальным работам, моделирующим условия образования криолитсодержащих редкометалльных гранитов, богатых солевыми и летучими компонентами.

Впервые в работе академика Л. Н. Когарко была изучена область несмесимости между силикатным и фторидным расплавами в системе $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-NaF$. Фторидный расплав приближался по составу к криолиту (Na_3AlF_6) [25]. В этой работе было высказано предположение, что наличие жидкостной несмесимости говорит о возможности при накоплении фтора на последних стадиях дифференциации гранитных магм отделения фторидных расплавов и образования криолитовых тел ряда месторождений, например, Ивигтут (Южная Гренландия).

Силикатно-солевая жидкостная несмесимость в различных алюмосиликатных системах экспериментально получена для сечений $MF-SiO_2$, $MF-MF_2-SiO_2$, $MF_2-Al_2O_3-SiO_2$ [21, 31]; для сечений альбит – криолит, альбит – виллиомит [4, 5, 12, 25, 30]; для сечения кварц – виллиомит [9]; для сечений нефелин – виллиомит, нефелин – криолит [18, 26]; для системы $Si-Al-Na-O-F$ [1, 15, 18]; для сухих [47, 49] и водных [48] систем кварц – криолит, кварц – альбит – криолит и кварц – топаз – криолит. Были обнаружены области жидкостной несмесимости в изученных системах альбит – фторид лития, альбит – хлорид натрия, альбит – хлорид калия [18].

Экспериментальные исследования искусственных систем силикат – соль фторидного состава [26, 27] и гранит – фториды щелочей – H_2O [12, 23, 24] показали, что процесс кристаллизации гранитного расплава сопровождается

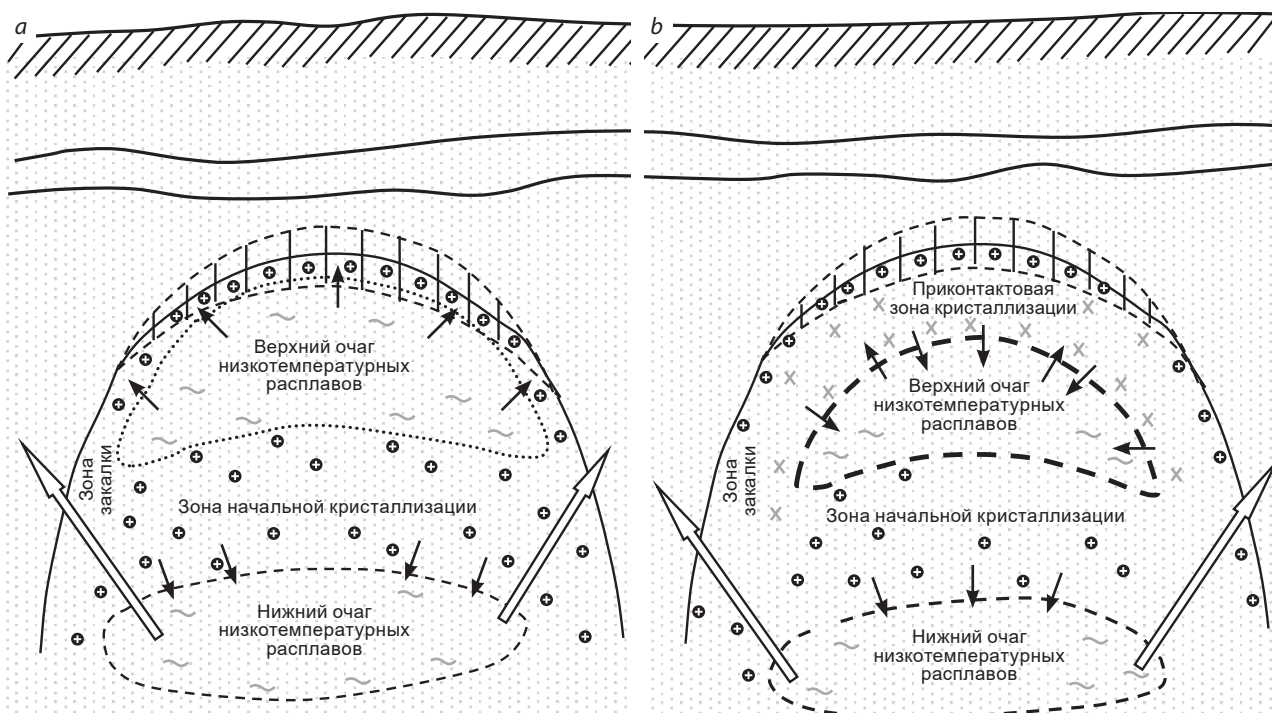


Рис. 1. Схематичная зарисовка кристаллизации гипабиссальных интрузий с высоким (а) и низким (б) уровнем содержания летучих по моделям [36, 41] с изменениями в ограничении модели

Fig. 1. Schematic sketch of crystallization of hypabyssal intrusions with (a) high and (b) low volatile content, according to the models [36, 41], with modified model constraints

проявлением жидкостной несмешиваемости между алюмосиликатным и солевым фторидным расплавами.

Фазовые равновесия во фторсодержащей модельной гранитной системе при температурах 700–800 °С и 1 кбар были изучены группой исследователей кафедры петрологии и вулканологии МГУ им. М. В. Ломоносова Е. Н. Граменицким, Т. И. Щекиной, Я. О. Алферьевой, В. Н. Девятовой [15]. В результате экспериментов им удалось оконтурить область равновесия высокофтористых минералов с алюмосиликатным и солевым щелочно-алюмофторидным расплавами [15, 44].

Экспериментально было доказано, что при высокой концентрации фтора в лейкократовых алюмосиликатных расплавах на ликвидусе происходит кристаллизация фторидных фаз – виллиомита (NaF), криолита (Na_3AlF_6) и топаза ($\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F},\text{OH})_2$). Положение границы полей равновесия этих минералов с

алюмосиликатным расплавом определяется кремнекислотностью, агпаитностью и соотношением щелочных компонентов в системе $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O--K}_2\text{O--F--H}_2\text{O}$. Каждый из этих минералов имеет вполне определённое поле кристаллизации по соотношению главных породообразующих компонентов, причём поле топаза не соединяется с полем виллиомита (рис. 2).

На диаграмме (рис. 2) обозначены границы областей равновесия алюмосиликатного расплава с фторидными фазами (солевой расплав LF, криолит, топаз, виллиомит) в системах $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O--F}$ и $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O--LiO}_2\text{--F}$. Поля расположены в порядке увеличения агпаитности ($(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$) (повышения щёлочности) в модельной гранитной системе.

По диаграмме видно, что добавление лития в систему приводит к изменениям фазовых отношений, а именно появлению широкой области несмешиваемости между алюмосиликатным

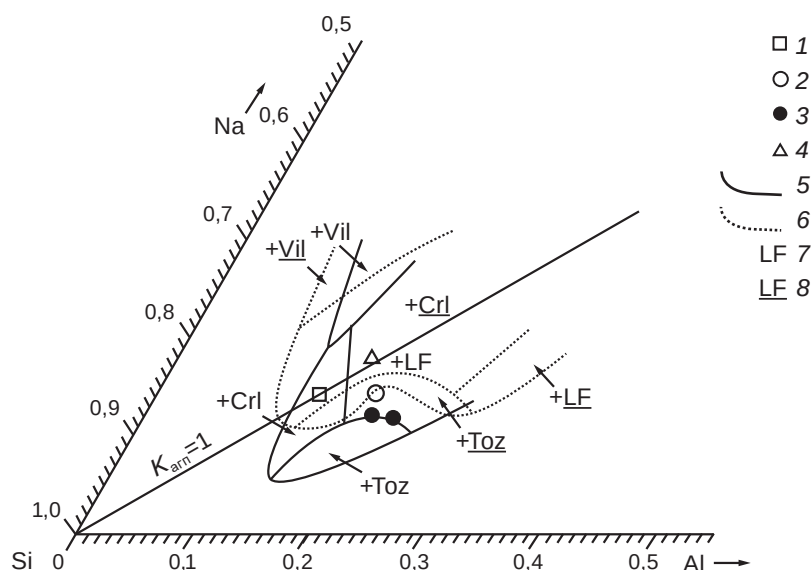
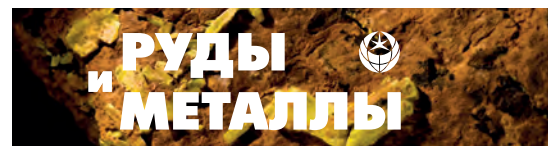


Рис. 2. Сопоставление областей равновесия алюмосиликатного расплава с фторидными фазами на диаграммах в литиевой и безлитиевой частях системы $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O--Li}_2\text{O--F}$ при $T=800^\circ\text{C}$, $P=1$ кбар [1, 15, 17, 43]:

Проекция призмы $\text{SiO}_2\text{--AlO}_{1.5}\text{--NaO}_{0.5}\text{--SiF}_4\text{--AlF}_3\text{--NaF}$ на основание Si-Al-Na составов алюмосиликатного расплава L (в ат. % элементов от суммы Si+Al+Na), равновесного с виллиомитом (Vil), криолитом (Crl), топазом (Toz), щёлочно-алюмофторидным солевым расплавом (LF); прямая линия на графике отвечает составам системы с $K_{\text{agp}}=1$. 1–4 – составы силикатных стёкол, равновесных с фторидными фазами, по литературным данным: 1 – равновесие L+Crl+водный флюид при 800°C и 1 кбар, 2 – L+Toz при 750°C и 800°C и 1 кбар, 3 – L+Toz при 750°C и 2 кбар, 4 – L+LF при 1100°C и 1 атм.; 5, 6 – границы полей устойчивости алюмосиликатного расплава, равновесного с фторидными фазами: 5 – в литиевой части системы, 6 – в безлитиевой; 7, 8 – поля стабильности алюмосиликатного расплава, равновесного с соответствующей фторидной фазой: 7 – в литиевой части системы, 8 – в безлитиевой (подчёркнуты символы фторидных фаз)

Fig. 2. Comparison between equilibrium domains of aluminosilicate melt (L) with fluoride phases on the diagrams for the lithium-bearing and lithium-free portions of the $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--Na}_2\text{O--Li}_2\text{O--F}$ system at $T=800^\circ\text{C}$ and $P=1$ kbar [1, 15, 17, 43]:

Projection of the $\text{SiO}_2\text{--AlO}_{1.5}\text{--NaO}_{0.5}\text{--SiF}_4\text{--AlF}_3\text{--NaF}$ prism onto the Si-Al-Na base, showing compositions of aluminosilicate melt L (in at. % of elements relative to the sum Si+Al+Na) in equilibrium with villiaumite (Vil), cryolite (Crl), topaz (Toz), and alkali-alumino fluoride salt melt (LF); the direct line in the graph corresponds to compositions of the system with $K_{\text{agp}}=1$. 1–4 – compositions of silicate glasses in equilibrium with fluoride phases, based on literature data: 1 – equilibrium L+Crl+aqueous fluid at 800°C and 1 kbar; 2 – L+Toz at 750°C and 800°C and 1 kbar; 3 – L+Toz at 750°C and 2 kbar; 4 – L+LF at 1100°C and 1 atm. 5, 6 – boundaries of the stability fields for aluminosilicate melt in equilibrium with fluoride phases: 5 – in the lithium-bearing portion of the system, 6 – in the lithium-free portion; 7, 8 – stability fields of aluminosilicate melt in equilibrium with the corresponding fluoride phase: 7 – in the lithium-bearing portion of the system, 8 – in the lithium-free portion (symbols of the fluoride phases are underlined)

(L) и щёлочно-алюмофторидным солевым (LF) расплавами. При этом сужается поле равновесия расплава с криолитом. Изменения фазовых отношений при введении в систему калия и лития рассматриваются в монографии [15] и работах [1, 2].

Экспериментально была доказана способность фторидных солевых расплавов концентрировать редкие и редкоземельные элементы, в т. ч. Li, Nb, Hf, Sc, Y, Th и др., что позволяет связать высокофтористые магмы с редкометалльными месторождениями и рудной

минерализацией [13–15, 17, 27]. В большинстве этих работ авторами впервые были получены коэффициенты разделения редких элементов между алюмосиликатным расплавом и фторидными фазами, а именно Na-, K-Na- и K-криолитом в системе без лития и фторидным солевым расплавом в присутствии лития в системе; показаны различия коэффициентов разделения от состава системы. Подобные эксперименты проводились также группой зарубежных исследователей [52]. Ими были получены коэффициенты разделения РЗЭ в гранитной системе между силикатными и фторидными расплавами в гранитной системе в сухих условиях при 1100 и 1200 °С и в присутствии 10 мас. % H₂O.

Полученные экспериментально коэффициенты разделения (*KD*) РЗЭ минерал/расплав и флюид/расплав почти для всех породообразующих минералов меньше единицы, то есть редкоземельные элементы и иттрий предпочитают идти в расплав, а не в минералы или во флюид [44]. Наличие солевой составляющей во флюидах приводит к увеличению коэффициентов разделения. Считается, что при температурах выше 650 °С *KD* флюид/расплав всегда меньше единицы. При более низких температурах во флюиде возможно образование фторидных комплексов, что может изменить *KD*.

В то же время доказывается [14], что характер распределения редкоземельных элементов может измениться в связи с гетерогенностью флюида и возникновением концентрированных солевых растворов или расплавов, которые являются концентраторами ряда редких элементов и всех РЗЭ. Их коэффициенты разделения солевой/силикатный расплав существенно выше единицы. Таким образом, отделение фторидного расплава приводит к накоплению РЗЭ и Y в алюмосиликатном расплаве и действует в том же направлении, что и кристаллизационная дифференциация, которая признаётся главным механизмом накопления редкоземельных и редких элементов в гранитах.

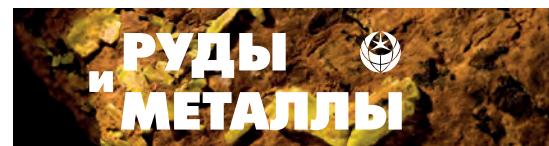
Процессы магматической дифференциации в период формирования крупных редкоме-

талльных гранитных интрузий сопровождаются увеличением содержаний редких и летучих элементов в гранитах от ранних к поздним фазам внедрения. При этом обычно происходит снижение концентраций всех лантаноидов, уменьшается отношение суммарных концентраций лёгких РЗЭ к тяжёлым [34]. Однако в наиболее дифференцированных редкометалльных Li-F, топазсодержащих гранитах, онгонитах, гранитных пегматитах и других обогащённых фтором породах и расплавных включениях в них обнаружено накопление РЗЭ в поздних дифференциатах редкометалльных гранитоидных расплавов. Этот вывод согласуется с ранее высказанным предположением, сделанным на основании экспериментальных работ [1, 15], о том, что на конечном этапе кристаллизационной дифференциации возникает жидкостная несмешиваемость между алюмосиликатным и солевым расплавами, способными концентрировать РЗЭ.

Интенсивное изучение гранитных массивов в России проводилось в 1970–2000-е годы, однако материалы по ним публиковались недостаточно полно, поскольку до недавнего времени, например, Катугинское месторождение являлось закрытым объектом. В последние годы стало появляться всё больше статей по редкометалльным месторождениям [10, 19, 32, 33, 40 и др.] в связи с актуальностью поисков и разработки месторождений стратегически важных рудных металлов, которыми богаты эти месторождения. Они всё активнее используются в высокотехнологичных отраслях промышленности.

Чаще всего криолитсодержащие граниты образуют небольшие интрузивные массивы штокообразной формы площадью от нескольких метров до 2 км. Большинство месторождений, содержащих криолит, имеют различный возраст от докембрия до мезозоя [43].

В связи с вышесказанным целью данной работы является рассмотрение взаимосвязи силикатно-солевой несмешиваемости в гранитном расплаве и образования криолита во фтор-редкометалльных месторождениях, а также сопоставление природных и экспериментальных данных по равновесию алюмосиликатный рас-



плав – флюидный солевой расплав во фтор-содержащей гранитной системе Si–Al–Na–K–Li–F–O–H с моделью формирования редко-металльных гранитов по работе М. И. Швадуса «Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометалльных месторождений Западного Забайкалья» [41].

Экспериментальные исследования в модельной гранитной системе Si–Al–Na–K–Li–F–O–H

Методика работы. Эксперименты проводились в модельной гранитной системе, в которой алюмосиликатный расплав соответствовал гранитной эвтектике Qz–Ab–Ort при $T=690\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=1$ кбар при содержании 1 мас. % F [51] и 1,5 мас. % Li. В качестве солевой составляющей системы использовался состав соединения $(\text{Li}, \text{Na}, \text{K})_3\text{AlF}_6$, близкий по стехиометрии к природному криолиту (Crl). Соотношения реактивов были подобраны таким образом, чтобы ожидаемый в продуктах опытов алюмосиликатный расплав был близок к составам криолитсодержащих гранитов. Исходный состав силикатно-солевой смеси указан в табл. 2. В качестве исходной шихты использовались следующие реактивы: высушенный гель SiO_2 , LiF, K_2SiF_6 , NaF, AlF_3 , Al_2SiO_5 , Al_2O_3 .

В серии экспериментов при 700 и 800 $^{\circ}\text{C}$, 1 кбар в силикатно-солевую смесь добавлялся весь ряд РЗЭ от La до Lu, а также Sc и Y по 0,5 мас. % каждого элемента в виде оксидов и дистиллированная вода в количестве от 2 до 50 мас. % (табл. 3).

Тщательно перемешанные в яшмовой ступке исходные вещества помещались в платиновые ампулы (внешний диаметр – 3 мм, толщина стенок – 0,2 мм, длина – 25 мм), в которые дозатором вводились заданные количества (от 2 до 50 мас. %) дистиллированной воды. Масса добавленной воды зависела от массы навески. Масса навески варьировала от 0,1 до 0,15 г. Ампулы заваривали при помощи электродуговой сварки угольным стержнем. Опыт считался удачным, если разница массы ампулы с исследуемым веществом до и после эксперимента не превышала 0,001 г.

Эксперименты проводились на установке высокого газового давления с внутренним нагревом («газовая бомба») в Институте экспериментальной минералогии им. Д. С. Коржинского РАН при температурах 700–800 $^{\circ}\text{C}$ и давлении 1 кбар. Погрешность измерения температуры равна $\pm 5\text{ }^{\circ}\text{C}$, погрешность давления ± 10 бар. Летучесть кислорода в экспериментах соответствовала буферу NNO [46]. Длительность эксперимента составляла от шести до семи суток. Критериями равновесия являлись воспроизводимость продуктов опытов при повторном проведении экспериментов разной продолжительности и постоянство состава фаз. Скорость закалки на «газовой бомбе» составляла 150–200 $^{\circ}\text{C}/\text{мин}$. После окончания опыта реактор закаливался, ампула взвешивалась и вскрывалась.

Продукты экспериментов представляли собой молочно-белое или прозрачное стекло, внутрь которого погружены округлые мелкие (~20–200 мкм) глобулы белого цвета. Образцы помещали в шашки диаметром 25 мм и заливали смесью из эпоксидной смолы и отвердителя. Отполированные образцы исследовали на сканирующем электронном микроскопе, выявляли фазы, получившиеся в опыте, изучали их морфологические особенности и затем на электронно-зондовом микроанализаторе исследовали их состав.

Фазовый состав модельной гранитной системы и природных образцов, содержания породообразующих элементов, фтора и кислорода определяли с помощью сканирующего электронного микроскопа Jeol JSM-IT500 (Jeol, Япония) с энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max^N (Oxford Instrument Ltd., Великобритания) при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0,7 нА. Стёкла экспериментальных образцов анализировались по площади не менее $7,5 \times 7,0$ мкм, чтобы избежать миграции щелочных элементов. При таких параметрах точность оценки содержания главных элементов составляла 2 отн. %, а погрешность при измерении фтора составляла ± 1 отн. %.

Для определения содержания РЗЭ, Y и Sc алюмосиликатные стёкла и солевые фазы дополнительно анализировались на электронно-

Табл. 2. Исходный состав силикатно-солевой смеси для всех серий опытов

Table 2. Initial composition of the silicate-salt mixture for all series of the experiments

Единицы измерения	Элементы							Сумма
	Si	Al	Na	K	Li	F	O	
Ат. %	17,24	6,92	5,07	3,84	4,46	21,82	40,65	100,00
Мас. %	23,76	9,19	5,74	7,37	1,54	20,40	32,00	100,00

Табл. 3. Условия проведения опытов и фазовый состав их продуктов

Table 3. Experimental conditions and phase composition of the products

T, °C	P, кбар	H ₂ O, мас. % в системе	Наличие PЗЭ	Фазы
800	1	2–13	PЗЭ, Sc, Y	L+LF+FP+Fl
700	1	3–50	PЗЭ, Sc, Y, кроме Sm	L+LF+Crl+FP+Fl

Примечание. L – алюмосиликатный расплав, LF – щёлочно-алюмофторидный солевой расплав, FP – закалочные фазы, Fl – водный флюид, Crl – криолит.

зондовом микроанализаторе Superprobe JXA-8230 (Jeol, Япония) в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Для предотвращения миграции щелочных элементов в стёклах анализы проводились в режиме расфокусированного пучка (до 10 мкм) при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока 10 нА. Чтобы избежать занижения содержания PЗЭ, образцы были также проанализированы при ускоряющем напряжении 25 кВ и токе 50 нА [22]. Для главных элементов время накопления импульсов на пике составляло 30 с, на фоне – 15 с. В этих условиях величина дисперсии при измерении Si, Al и O не превышала 0,8 отн. %, K – 1,5 отн. %, Na – 2 отн. %, F – 2 отн. %. Для малых элементов время измерения интенсивности пика и фона (пик/фон) подбиралось в зависимости от концентрации элемента, чтобы обеспечить предел его обнаружения не ниже 0,01 мас. %.

Изучение валового состава алюмосиликатного и солевого закалённых расплавов, содержащих Li, PЗЭ, Y и Sc, проводили на масс-спектрометре с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с двойной фокусиров-

кой Element-2 кафедры геохимии МГУ им. М. В. Ломоносова. Пределы обнаружения элементов составляли от 0,01 нг/г для тяжёлых и средних по массе элементов с возрастанием до 1 нг/г для лёгких элементов. Погрешность измерения составляла 1–3 отн. % [44, 45].

Определения содержаний Li и PЗЭ в экспериментальных образцах также были выполнены в аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой X Series II (Thermo Scientific, США) с приставкой для лазерной абляции UP266 MACRO (New Wave Research, США). Время одного измерения составляло 10 с. Внешнюю калибровку проводили с помощью стандартных образцов силикатного стекла NIST SRM-610÷616. В качестве внутреннего стандарта использовали кремний [22].

Результаты работы. В экспериментах при 800 °C и 1 кбар и содержании воды 2–15 мас. % в изучаемой системе стабильно проявляется жидкостная несмесимость между алюмосиликатным и солевым расплавами. Продукты

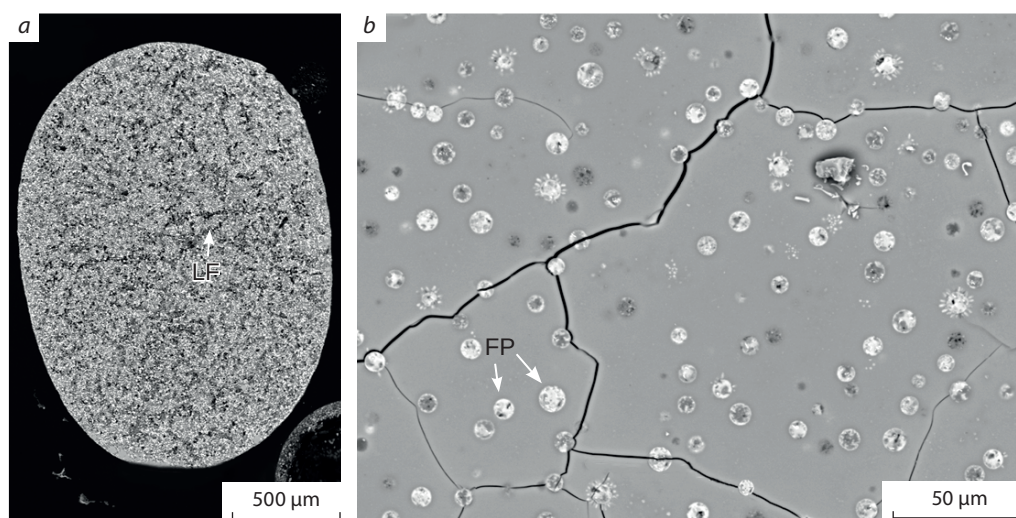


Рис. 3. Отдельный солевой глобуль (LF) размером больше 1000 мкм (а), мелкие закалочные фазы (FP) в алюмосиликатном стекле, почти не содержащем пузырей (b). Параметры эксперимента: $T=800^{\circ}\text{C}$, $P=1$ кбар, $\text{CH}_2\text{O}=2$ мас. %

Fig. 3. A single salt globule (LF) larger than 1000 μm in size (a); small quenching phases (FP) in aluminosilicate glass containing almost no bubbles (b). Experimental parameters: $T=800^{\circ}\text{C}$, $P=1$ kbar, $\text{CH}_2\text{O}=2$ wt. %

эксперимента представлены алюмосиликатным стеклом, в матрице которого находятся крупные округлые солевые глобулы или глобулы, находящиеся отдельно от силикатного стекла (рис. 3, а), состоящие из смеси закалочных солевых фаз: алюмофторидов натрия, калия, лития (криолита Na_3AlF_6 , криолитионита $\text{Na}_3\text{Al}_2(\text{LiF}_4)_3$, симмонсита $\text{Na}_2\text{LiAlF}_6$, фторида лития – грайссита LiF), а также фторидов РЗЭ (аналоги флюоцерита $(\text{Ce},\text{La})\text{F}_3$ и гагаринита NaYCaF_6 и другие).

В алюмосиликатном стекле находятся мелкие закалочные фазы (FP) меньше 10 мкм в диаметре, которые выпали из расплава во время закалки опыта, а в условиях эксперимента были растворены в расплаве (рис. 3, b). Согласно исследованиям [1, 15], крупные глобулы трактуются как выделения щёлочно-алюмофторидного солевого расплава, появившегося в системе в результате жидкостной силикатно-солевой несмешиваемости и закалившегося в виде агрегата мелких фторидных фаз. Мелкие глобулы имеют также подобный солевой состав (FP), но являются неравновесными фазами, выделившимися при закалке силикатного расплава. При анализе образца

мы определяли валовой состав стекла по большим площадям с захватом этих мелких глобул (L+FP). Подробная таблица составов алюмосиликатного и солевого расплавов представлена в статьях [32, 44].

Внутри глобул и по их границе с матрицей стекла наблюдаются мелкие выделения белого цвета, в которых концентрируются редкоземельные элементы. Они представляют собой мелкие кристаллы фторидов РЗЭ, содержащих в своём составе Na и K, точно проанализировать которые не представляется возможным из-за малого размера фаз. Содержания РЗЭ в солевой фазе определялись по максимально большой площади (4000–250 000 μm^2). В алюмосиликатном стекле наблюдается незначительно малое содержание редкоземельных элементов или их полное отсутствие. Содержания РЗЭ (ppm) в алюмосиликатной и солевой фазах представлены в табл. 4.

Иногда можно наблюдать каплю алюмосиликатного стекла (рис. 4), захваченного соевым глобулем, что свидетельствует о равновесности солевого и алюмосиликатного расплавов в условиях эксперимента. Также на рис. 4 видно, что вокруг этой капли происходит

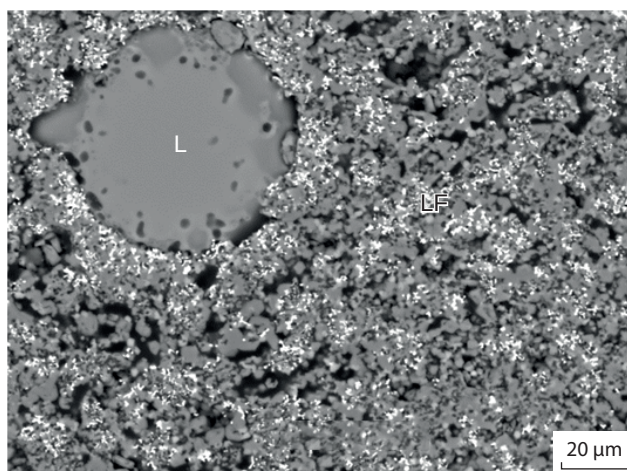


Рис. 4. Стекло (L), захваченное соевым глобулем (LF). Параметры эксперимента: $T=800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=1\text{ кбар}$, $\text{CH}_2\text{O}=2\text{ мас. \%}$

Fig. 4. Trapped glass (L) in a salt globule (LF). Experimental parameters: $T=800\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=1\text{ kbar}$, $\text{CH}_2\text{O}=2\text{ wt. \%}$

сгущение фторидов редкоземельных элементов в виде мелких кристаллов белого цвета; они выделяются на границе двух сред L–LF. В пределах соевого глобуля фториды РЗЭ выделяются среди мелких кристаллов алюмофторидов серого цвета.

Увеличение содержания воды никак не сказывается на фазовых отношениях системы, но играет роль в размерах пор (увеличение содержания воды в системе прямо пропорционально размеру пор). В образце образовалось много пор до 0,4 мм, однако в области, где растут скелетные кристаллы, пор не наблюдается (рис. 5). Вокруг скелетных кристаллов стекло обеднено фтором и щелочами. Выделение этих кристаллов связано с закалкой опыта. Закалочные фазы равномерно распределены по алюмосиликатному стеклу.

В экспериментах при $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 1 кбар и концентрации воды от 3 до ~50 мас. % основу образцов составляет алюмосиликатное стекло (закалённый расплав), в которое погружены соевые глобули размером от 100 до 1000 мкм, представляющие собой закалённый соевой щёлочно-алюмофторидный расплав. Стекло представлено однородным веществом серого цвета с мелкими закалочными выделениями Li-Na-K-алюмофторидных фаз (наподобие

рис. 3, б). Анализ стекла на микрозонде проводили по большим площадям, включающим эти закалочные фазы, как было сделано ранее для предыдущих опытов при $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 1 кбар, чтобы уменьшить ошибку в определении щелочных элементов, в первую очередь высокоподвижного натрия. Такие фрагменты стекла с мелкими фторидными фазами, представляющие собой, с одной стороны, валовой состав алюмосиликатного расплава и, с другой стороны, крупные соевые глобули, отражающие безводный валовой состав соевого расплава, отбирали под бинокляром для анализа на РЗЭ методом ICP MS.

Соевые глобули помимо щелочей алюмофторидов богаты фторидами РЗЭ, Y и Sc, образующимися при закалке соевого расплава (табл. 4). Фториды редкоземельных элементов равномерно распределены в объёме соевых глобулей, однако довольно часто группируются в агрегаты кристаллов до первых десятков микрометров в их краевых частях. Поры размером менее 3 мкм в этих глобулях распределены равномерно между фазами.

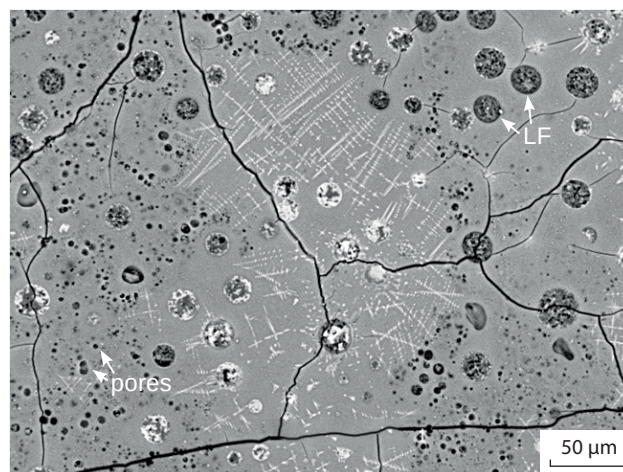


Рис. 5. Шарообразные выделения алюмофторидного расплава (LF) с редкими элементами, скелетные кристаллы алюмофторидов и поры (pores) в алюмосиликатном стекле. Изображение в обратно-рассеянных электронах

Fig. 5. Spherical segregations of aluminofluoride melt (LF) with rare elements, skeletal crystals of aluminofluorides, and pores in aluminosilicate glass. BSE image



Табл. 4. Содержания редкоземельных элементов, Sc и Y в алюмосиликатном и алюмофторидном солевом расплаве и коэффициенты разделения, полученные при разных содержаниях воды, ppm

Table 4. Contents of rare earth elements, Sc and Y in aluminosilicate and aluminofluoride salt melts and separation coefficients obtained at different water contents, ppm

Элементы	T; P																	
	700 °C; 1 кбар									800 °C; 1 кбар								
	CH ₂ O, мас. %																	
	10			30			50			2			5			10		
L	LF	KD	L	LF	KD	L	LF	KD	L	LF	KD	L	LF	KD	L	LF	KD	
La	734	5204	7	12	976	83	26	13 075	505	0,00	0,14	45,80	0,00	0,20	48,48	0,00	0,20	70,40
Ce	877	6414	7	14	1185	82	35	15 834	449	0,00	0,08	39,54	0,00	0,11	37,34	0,00	0,12	53,62
Pr	797	5588	7	13	1043	79	34	14 069	411	0,00	0,13	38,50	0,00	0,18	40,62	0,00	0,18	50,84
Nd	750	5111	7	13	999	78	34	13 481	394	0,00	0,13	37,92	0,00	0,18	38,93	0,00	0,18	48,29
Pm	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д
Sm	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	н/д	0,00	0,15	34,65	0,01	0,21	35,95	0,00	0,21	42,19
Eu	899	6181	7	16	1165	72	47	15 599	330	0,00	0,15	33,88	0,01	0,20	33,95	0,01	0,21	41,21
Gd	883	5976	7	16	1140	72	45	15 383	340	0,00	0,14	34,77	0,01	0,19	34,91	0,00	0,19	42,49
Tb	923	6234	7	17	1186	70	55	15 825	287	0,00	0,15	31,23	0,01	0,21	31,42	0,01	0,21	36,39
Dy	914	6154	7	17	1179	68	61	15 796	258	0,01	0,15	28,75	0,01	0,21	28,76	0,01	0,21	32,38
Ho	980	6379	7	19	1210	65	67	16 129	241	0,00	0,14	28,21	0,01	0,19	27,52	0,01	0,19	31,56
Er	918	6152	7	19	1156	61	71	15 608	219	0,01	0,17	25,74	0,01	0,23	25,97	0,01	0,23	29,15
Tm	953	6147	6	20	1151	57	86	15 544	181	0,01	0,15	24,02	0,01	0,21	23,96	0,01	0,21	26,75
Yb	938	6032	6	21	1136	54	95	15 266	161	0,01	0,14	22,65	0,01	0,18	22,12	0,01	0,18	24,00
Lu	867	5418	6	20	1033	52	93	13 952	150	0,01	0,14	22,21	0,01	0,19	21,54	0,01	0,19	23,65
Y	836	5870	7	15	1114	74	51	14 893	292	0,01	0,18	32,12	0,01	0,24	31,73	0,01	0,25	40,60
Sc	652	3235	5	32	533	16	306	8028	26	0,01	0,14	14,33	0,01	0,19	14,37	0,01	0,19	14,77

Примечание. L – алюмосиликатная фаза, LF – щёлочно-алюмофторидная солевая фаза, $KD_i = C_i^{LF} / C_i^L$ – коэффициент разделения между солевой и алюмосиликатной фазами, н/д – нет данных. В опыты при 700 °C и 1 кбар Sm не вводился в систему. Pm практически не существует в природе, у него нет стабильных изотопов. Pm имеет короткий период полураспада, поэтому данные в таблице не представлены и обозначены н/д.

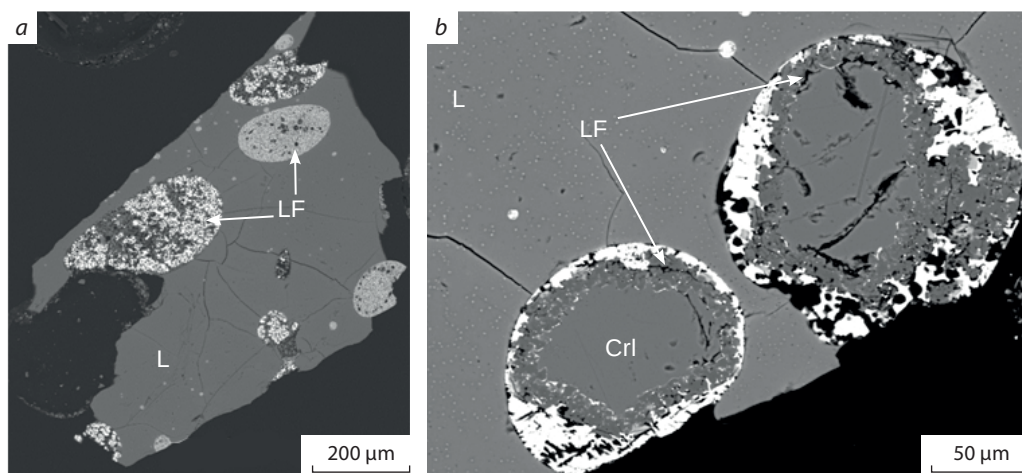


Рис. 6. Фазовые отношения в модельной гранитной системе при $T=700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=1$ кбар, $\text{CH}_2\text{O} = 10$ мас. %:

a – общий вид фрагментов образца; в матрице алюмосиликатного стекла (L) находятся крупные глобулы солевого состава (LF) первого и второго типов; *b* – солевые глобулы диаметром до 150 мкм; в центре образовались кристаллы алюмофторидной фазы (CrI), окружённые закалённым солевым расплавом (LF) с редкоземельными фторидами, расположенными в краевой части глобул на границе с алюмосиликатным расплавом

Fig. 6. Phase relationships in the model granite system at $T=700\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=1$ kbar, $\text{CH}_2\text{O} = 10$ wt. %:

a – general view of the sample fragments: large globules of salt composition (LF) of types 1 and 2 are located in the aluminosilicate glass matrix; *b* – salt globules up to 150 μm in diameter; in their centers, crystals of the aluminofluoride phase (CrI) formed, surrounded by quenched salt melt (LF) with rare-earth fluorides located in the edge parts of the globules, at the boundary with the aluminosilicate melt

В опытах при $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ и 1 кбар мы выделяем три типа глобул по разнице в размерах фторидных фаз, а именно криолита и фторидов РЗЭ [33] (рис. 6, *a*), из которых особый интерес представляет третий тип (рис. 6, *b*). Монокристалл К-На-алюмофторида образуется по чёткой границе, отороченной мельчайшими кристаллами редкоземельных фторидов белого цвета. Его состав близок к составу криолито-подобной фазы, в которой содержание $\text{Na} \gg \text{K}$. Большие агрегаты кристаллов фторидов РЗЭ оттесняются к краю глобул к границе с алюмосиликатным расплавом (рис. 6, *b*).

В алюмосиликатных стёклах образцов почти нет пор, в отличие от солевых глобул. В крупных глобулах поры достигают 10 мкм, их количество доходит до 10 мас. %. В опыте, в который было добавлено 30 мас. % воды, проявлены закономерности в увеличении размеров глобул (600–700 мкм в длину) и изменении их морфологии.

Из данных табл. 4 можно наблюдать, что при увеличении содержания воды в расплаве коэффициенты разделения РЗЭ между щелочно-алюмофторидной и алюмосиликатной фазами увеличиваются как при $700\text{ }^{\circ}\text{C}$, так и при $800\text{ }^{\circ}\text{C}$. При $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ KD РЗЭ, Sc и Y существенно ниже, чем при $700\text{ }^{\circ}\text{C}$. В опытах при $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ при 50 мас. % воды KD для La достигает 505. Независимо от условий эксперимента все РЗЭ, Sc и Y накапливаются в солевой фазе.

Исследование редкометалльных криолитсодержащих гранитов Катугинского месторождения

Для сопоставления экспериментальных результатов с природными редкометалльными гранитами были отобраны криолитсодержащие граниты Катугинского месторождения из коллекций Т. Н. Шуриги и В. В. Архангельской в музее Всероссийского научно-исследо-

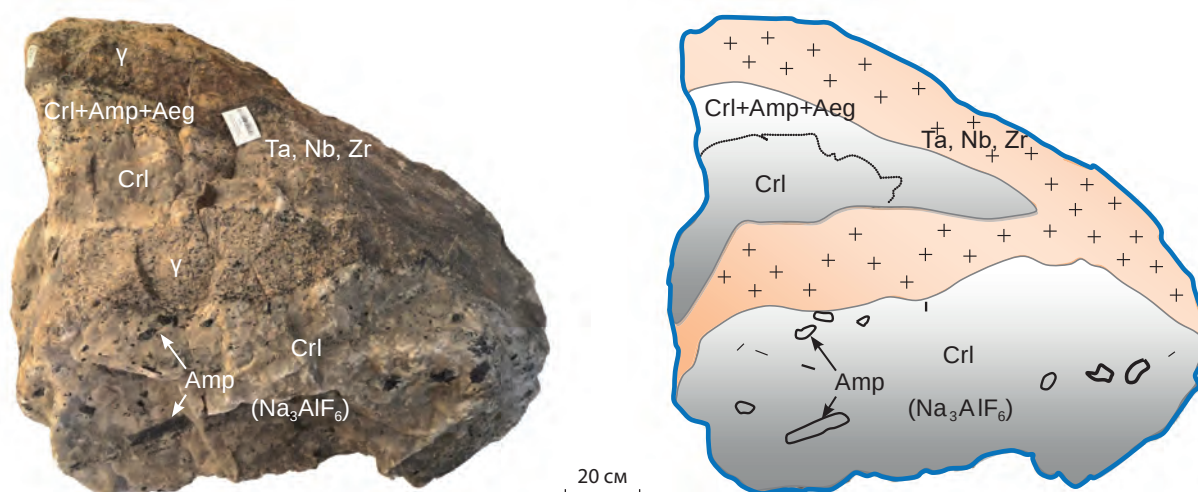


Рис. 7. Блоковый криолит, содержащий арфведсонит и эгирин, на контакте с жильным гранитным телом с тантал-ниобий-циркониевой минерализацией (Катугинское месторождение, Забайкальский край) – коллекционный образец № 591л с витрины музея ВИМС:

Crl – криолит, Amp – амфибол (арфведсонит), Aeg – эгирин, γ – гранит

Fig. 7. Cryolite block containing arfvedsonite and aegirine, at the contact with a veined granite body with tantalum-niobium-zirconium mineralization (Katugino ore deposit, Transbaikalian Territory). Collection sample № 591л from the display case of the museum of FSBI "VIMS":

Crl – cryolite, Amp – amphibole (arfvedsonite), Aeg – aegirine, γ – granite

вательского института минерального сырья им. Н. М. Федоровского (ВИМС). Для определения химического состава минералов на сканирующем электронном микроскопе изготавливались прозрачно-полированные шлифы в МГУ им. М. В. Ломоносова и в ГЕОХИ им. В. И. Вернадского РАН.

Катугинское месторождение – крупнейшее докембрийское месторождение в России по запасам тантала, ниобия, иттрия, редких земель, циркония и криолита, находящееся в Каларском районе на севере Забайкальского края. Почти все породы массива содержат акцессорные редкометалльные минералы, однако крупные проявления криолита и редкометалльной минерализации проявлены только в восточной части массива [39]. Детальное геологическое и геотектоническое строение представлено в работах [28, 35 и др.]. Более подробно данные о главных породообразующих минералах редкометалльных гранитов Катугинского месторождения, выделяемых группах гранитов, их возрасте изложены в статьях [19, 29, 32, 33].

Главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат, альбит, кварц, эгирин, арфведсонит и биотит (арфведсонит преобладает над биотитом). В исследуемых образцах гранитов наблюдаются высокие содержания криолита, образующего прожилково-вкрапленные и гнездовые обособления. В качестве акцессорных минералов встречаются гагаринит, бастнезит, ильменит, колумбит, циркон и барит (с церием до 13 мас. %). Вторичные преобразования представлены оксидами и гидроксидами железа и слоистыми минералами, которые чаще всего образуются по калиевому полевому шпату. В музее ВИМС представлен образец блокового криолита, содержащий арфведсонит и эгирин, на контакте с жильным гранитным телом с Ta-Nb-Zr минерализацией размером ~60×70 см (рис. 7), несомненно представляющий большой интерес с точки зрения генезиса данного месторождения.

Помимо криолита (Na_3AlF_6) в гранитах встречаются различные фториды и фторкарбонаты, в т. ч. редких элементов: томсенолит,

бастнезит, прозопит, ральстонит, иттрофлюорит, в котором до 15 мас. % Са замещено Y. Химические формулы минералов представлены в табл. 1. По петрографическому и минералогическому описанию исследуемые образцы Катугинского месторождения можно отнести к арфведсонитовым, эгирин-арфведсонитовым и эгириновым редкометалльными гранитам [19].

Обсуждение

В работе [39] на примере Катугинского месторождения (Забайкальский край) показано, что важную роль в формировании редкометалльных гранитов играли процессы разделения родоначального для них обогащённого фтором гомогенного расплава на алюмосиликатный и щёлочно-фторидный солевой расплавы.

Сравнивая породы криолитсодержащих редкометалльных гранитов Катугинского месторождения с экспериментами во фтор-литийсодержащей модельной гранитной системе, можно предположить, что причиной формирования крупных линзовидных образований на контакте с гранитным телом является алюмосиликатно-солевая несмесимость. Небольшие округлые солевые образования могли отделяться от гранитного расплава в интервале температур от 700–800 °С и формировать линзы и жилы [32]. По данным [39], минимальная температура, при которой протекала ликвация в первичном расплаве, составляла 760 ± 25 °С, что совпадает с температурой гомогенизации расплавных включений в кристаллах циркона из редкометалльных гранитов Катугинского месторождения, составляющей 760 ± 10 °С, а также сопоставимо с оценкой температуры кристаллизации циркона по Тi-термометру (785 ± 76 °С). Это доказывает практически одновременное разделение двух расплавов и массовую кристаллизацию циркона из расплава. По нашим экспериментальным данным, криолит кристаллизуется из алюмосиликатного и солевого расплава в интервале 700–800 °С и 1 кбар. Мы видим отчётливые кристаллы криолита от 60 до 100 мкм при 700 °С, 1 кбар, 10 мас. % воды [33]. Таким

образом, криолит в редкометалльных гранитах Катугинского месторождения мог образоваться на поздней магматической стадии формирования крупного гранитного массива в результате отделения от магмы силикатно-солевых расплавов, богатых фтором, литием и РЗЭ, при температуре 700–800 °С. Формирование редкометалльного Катугинского месторождения в парагенезисе с криолитом следует относить к магматической стадии. Присутствие томсенолита, ральстонита и прозопита, а также оксидов и гидроксидов железа может говорить о дальнейших метасоматических и вторичных преобразованиях редкометалльных гранитов.

Важно, что в глубинных частях интрузии в условиях пересыщения низкотемпературного расплава летучими возникают несмешивающиеся с расплавом флюиды, обуславливающие в дальнейшем формирование рудоносных гидротерм, что и показывается в наших экспериментах, и такое происходит при довольно высоких температурах 700–800 °С [15, 32, 33, 44, 45].

Теперь, если вернуться к предложенной модели М. И. Швадуса и сопоставить экспериментальные данные в модельной фтор-содержащей гранитной системе с природными криолитсодержащими гранитами Катугинского месторождения, а именно с блоковым криолитом, содержащим арфведсонит и эгирин, на контакте с гранитным телом с тантал-ниобий-циркониевой минерализацией, можно выделить ряд ограничений:

1. По условиям модели М. И. Швадуса исходной магмой должна быть аляскитовая (без цветных минералов), насыщенная по воде и по фтору (0,4–0,5 %), что для экспериментальной части работы является положительной стороной.

2. Кристаллизация протекает в условиях сосуществования силикатного и более лёгкого щёлочно-алюмофторидного расплава и флюида.

3. В ходе кристаллизации фтор переходит во флюидную фазу и перемещается с пузырьками флюида в верхние горизонты магматического тела.

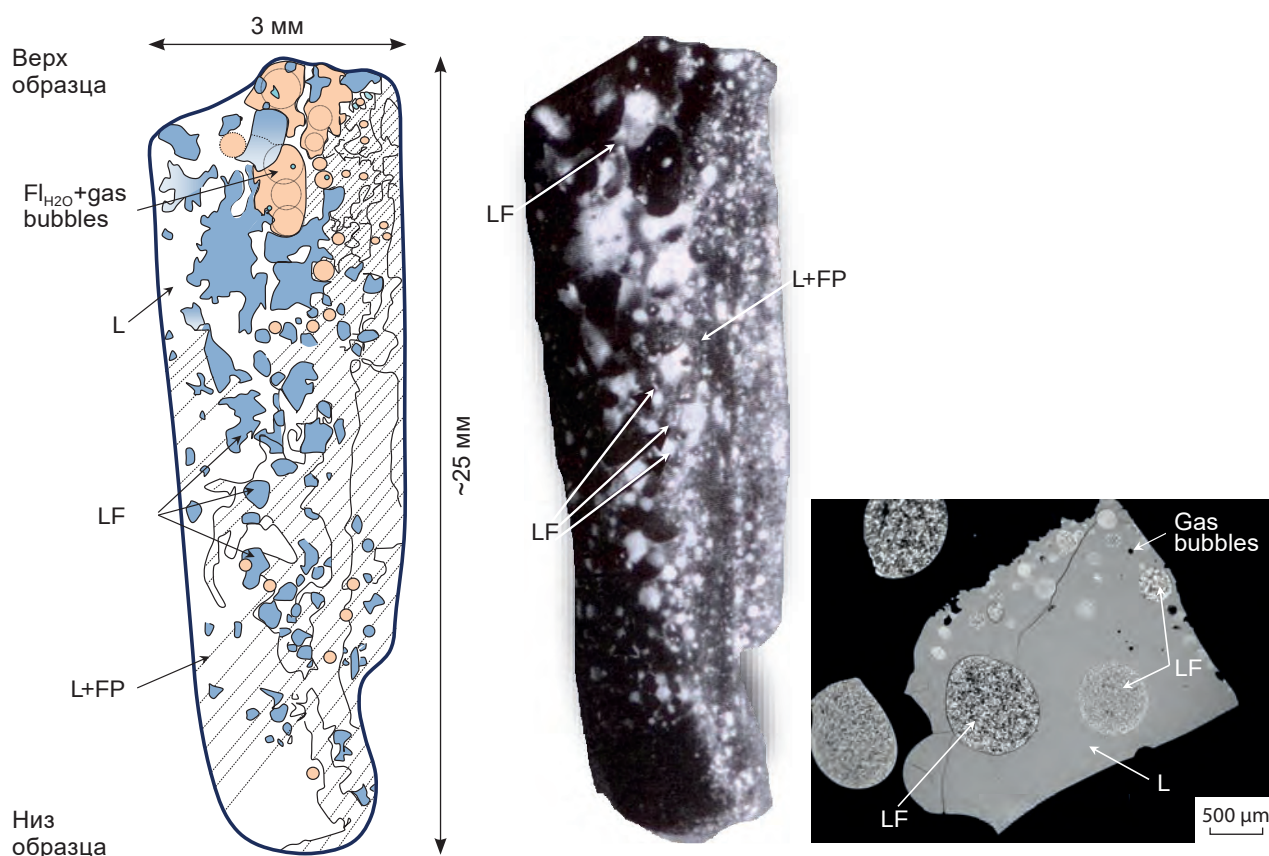


Рис. 8. Комплексное изображение экспериментального образца (из [15]):

L – алюмосиликатное стекло; LF – щёлочно-алюмофторидная криолитоподобная солевая фаза; FP – закалочные фазы; $Fl_{H_2O}+gas$ bubbles – водный флюид и пузырьки газа; видна дифференциация глобулей по вертикали (чем выше, тем больше размер солевых глобулей) и всплывание более крупных из них вместе с пузырьками пара

Fig. 8. Complex image of the experimental sample, showing vertical differentiation of the globules (the higher the salt globules, the larger their size) and floating of larger globules together with steam bubbles (from [15]):

L – aluminosilicate glass; LF – alkali-alumino-fluoride cryolite-like salt phase; FP – quenching phase; $Fl_{H_2O}+gas$ bubbles – aqueous fluid and gas bubbles

4. Образовавшийся таким способом флюид и, вероятно, щёлочно-алюмофторидный расплав могут скапливаться в апикальных частях интрузий. Эта гипотеза нашла своё отражение при изучении рудоносных массивов Восточного Забайкалья, Монголии, а также в результатах экспериментальных исследований систем гранит – вода – фториды [3] и системы ортоклаз – альбит – кварц – вода [41, 50].

Непосредственно проявление ограничения 3 характерно для экспериментов, прове-

дённых Е. Н. Граменицким, Т. И. Щекиной и В. Н. Девятовой. В монографии [15] представлен образец после проведённого эксперимента, в котором наглядно видно всплывание более крупных глобул вместе с пузырьками пара, что доказывает их жидкое состояние на момент эксперимента, а также объясняет механизм формирования крупных солевых тел в гранитных массивах (рис. 8).

Согласно проведённым экспериментам [32, 33, 45] в Li-F-содержащей гранитной системе

именно F и Li играют важную роль в образовании флюидного расплава и концентрировании ряда редких элементов в соответствующих гранитных расплавах. Таким образом, по описанию криолитсодержащих гранитов Катугинского месторождения и по модели М. И. Швадуса мы имеем дело, возможно, с единым механизмом формирования, который характеризуется глубокой степенью фракционирования исходных магм и заключается в образовании на поздних стадиях дифференциации высокофлюидного расплава, обогащённого F, Li и редкими элементами, из которого формируются редкометалльные, в частности, криолитсодержащие месторождения.

Заключение

Модель, представленная в работе М. И. Швадуса, является рабочей для объяснения фор-

мирования фтор-редкометалльных гранитов, в которой показана роль несмесимости (флюид-расплав) и дальнейшее концентрирование рудных элементов в расплаве, что показывают и наши эксперименты, а также данные по природным объектам.

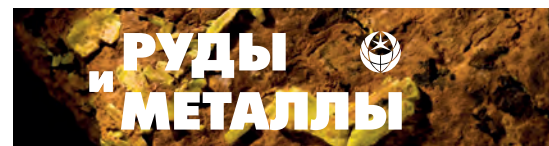
Экспериментально доказана роль несмесимости и дальнейшее концентрирование редкоземельных элементов во фтор-литийсодержащей гранитной системе. Модель, представленная в работе М. И. Швадуса, может быть использована для объяснения формирования криолитсодержащих редкометалльных гранитов с учётом ряда ограничений.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского.

Автор статьи благодарит рецензентов за замечания и внесённые исправления.

Список литературы

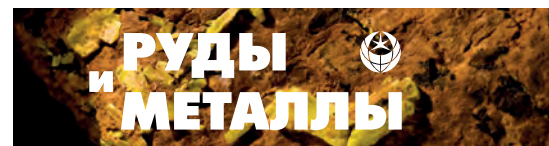
1. Алферьева Я. О., Граменицкий Е. Н., Щекина Т. И. Экспериментальное изучение фазовых соотношений в литийсодержащей богатой фтором гаплогранитной и нефелин-сиенитовой системе // Геохимия. – 2011. – № 7. – С. 713–728.
2. Алферьева Я. О. Явление силикатно-солевой жидкостной несмесимости в модельной гранитной и нефелин-сиенитовой системе Si–Al–Na–K–Li–H–F–O : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – М., 2012. – 23 с.
3. Анфилов В. Н., Абрамов В. А., Коваленко В. И., Огородникова В. Я. Фазовые отношения в агпаитовой области системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ при давлении 1000 кг/см² // Доклады АН СССР. – 1972. – Т. 204, № 4. – С. 1174–1178.
4. Анфилов В. Н., Бобылев И. Б., Анфилова Г. И., Зюзева Н. А. Строение и свойства силикатно-галогенидных расплавов. – М. : Наука, 1990. – 110 с.
5. Анфилов В. Н., Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Фазовые отношения в системе гранит – HF–H₂O при давлении 1000 атм. // Ежегодник по работам 1970 г. – Иркутск : Ин-т геохимии Сиб. отд. АН СССР, 1971. – С. 349–351.
6. Архангельская В. В. Минералы редких земель в приразломных редкометалльных метасоматитах // Минералогия рудных месторождений. – М. : Наука, 1983. – С. 25–29.
7. Бескин С. М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России (редкометалльные граниты). – М. : Научный мир, 2014. – 112 с.
8. Беус А. А., Северов В. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – 196 с.
9. Брагина Г. И., Анфилов В. Н. Фазовые отношения в стеклообразующих системах $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{NaF}$, $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{NaCl}$ // Физика и химия стекла. – 1977. – Т. 3, № 5. – С. 476–479.
10. Владыкин Н. В., Алымова Н. В., Перфильев В. В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. – 2016. – Т. 24, № 5. – С. 554–568. – doi: 10.7868/S086959031605006X.
11. Гинзбург А. И. Проблемы редкометалльных гранитов // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации. – М. : Недра, 1972. – С. 7–27.
12. Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Плавление в системе гранит – H₂O с добавками HF, HCl, фторидов, хлоридов и гидроокислов лития, натрия и калия при давлении 1000 кг/см² // Геохимия. – 1977. – Т. 7. – С. 1003–1011.



13. Граменицкий Е. Н., Щекина Т. И. К геохимии тантала, ниобия, циркония и гафния в гранитах и щелочных породах фтористого профиля по экспериментальным данным // Геохимия. – 2001. – № 6. – С. 621–635.
14. Граменицкий Е. Н., Щекина Т. И. Поведение редкоземельных элементов и иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // Геохимия. – 2004. – № 11. – С. 1–15.
15. Граменицкий Е. Н., Щекина Т. И., Девятова В. Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). – М. : ГЕОС, 2005. – 188 с.
16. Грецищев О. К., Жмодик С. М., Щербов Б. Л. Редкометалльное месторождение Улуг-Танзек (Тува, Россия) / науч. ред. А. С. Борисенко. – Новосибирск : Академическое изд-во «Гео», 2010. – 195 с.
17. Девятова В. Н., Граменицкий Е. Н., Щекина Т. И. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах при 800 °С и 1 кбар // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 1. – С. 21–36.
18. Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н. Сосуществование жидких фаз при высоких температурах. Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{KCl}$ // Доклады АН СССР. – 1972. – Т. 202, № 5. – С. 1114–1116.
19. Донская Т. В., Гладкочуб Д. П., Скляр Е. В., Котов А. Б., Ларин А. М., Старикова А. Е., Мазукабзов А. М., Толмачева Е. В., Великославинский С. Д. Происхождение палеопротерозойских редкометалльных гранитов Катугинского массива // Петрология. – 2018. – Т. 26, № 1. – С. 52–71. – doi: 10.7868/S086959031801003X. – EDN: YMJWFD.
20. Дубов Р. И. К теории температурных полей локальных источников тепла в земной коре // Ежегодник по работам 1969 г. – Иркутск : Ин-т геохимии Сиб. отд. АН СССР, 1970. – С. 278–283.
21. Ершова З. Я., Ольшанский Я. И. Равновесие двух жидких фаз во фтор-силикатных системах, содержащих щелочные металлы // Геохимия. – 1958. – № 2. – С. 147–148.
22. Зиновьева Н. Г., Щекина Т. И., Русак А. А., Хвостиков А. А., Котельников А. Р., Бычков А. Ю., Алферьева Я. О. Опыт применения нескольких типов анализа вещества при изучении силикатных и фторидных фаз в системе $\text{Si}-\text{Al}-\text{Na}-\text{K}-\text{Li}-\text{F}-\text{O}-\text{H}$, содержащей редкоземельные элементы // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2022). – М. : ГЕОХИ РАН, 2022. – С. 400–405.
23. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. – Новосибирск : Наука, 1977. – 206 с.
24. Коваленко Н. И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. – М. : Наука, 1979. – 152 с.
25. Когарко Л. Н. Область расслоения в расплавах системы $\text{Si}, \text{Al}, \text{Na}, \text{O}, \text{F}$ // Доклады АН СССР. – 1967. – Т. 176, № 4. – С. 918–920.
26. Когарко Л. Н., Кригман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. – М. : Наука, 1981. – 126 с.
27. Котельников А. Р., Сук Н. И., Котельникова З. А., Янев Й., Енчева С., Ананьев В. А. Жидкостная несмешиваемость во флюидно-магматических системах (экспериментальное исследование) // Петрология. – 2019. – Т. 27, № 2. – С. 206–224. – doi: 10.31857/S0869-5903272206-224. – EDN: ZCDVQT.
28. Котов А. Б., Владыкин Н. В., Ларин А. М., Гладкочуб Д. П., Сальникова Е. Б., Скляр Е. В., Толмачева Е. В., Донская Т. В., Великославинский С. Д., Яковлева С. З. Новые данные о возрасте оруденения уникального Катугинского редкометалльного месторождения (Алданский щит) // ДАН. – 2015. – Т. 463, № 2. – С. 187–191. – doi: 10.7868/S0869565215200189.
29. Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Коваленко В. И., Ковач В. П., Яковлева С. З., Бережная Н. Г., Иванов В. Э. О возрасте Катугинского $\text{Ta}-\text{Nb}$ месторождения (Алдано-Становой щит): к проблеме выделения новой глобальной редкометалльной металлогенической эпохи // ДАН. – 2002. – Т. 383, № 6. – С. 807–811. – EDN: XLYSUS.
30. Мелентьев Б. Н., Делицын Л. М., Мелентьев Г. Б. Сосуществование двух жидких фаз при высоких температурах. Система фтористый литий – альбитовое стекло // Доклады АН СССР. – 1967. – Т. 175, № 1. – С. 199–201.
31. Ольшанский Я. И. Равновесие двух жидких фаз в простейших фтор-силикатных системах // Доклады АН СССР. – 1957. – Т. 114, № 6. – С. 1246–1249.



32. Русак А. А., Щекина Т. И., Зиновьева Н. Г. Образование криолита в гранитах Катугинского месторождения с позиции результатов экспериментов во фтор-литийсодержащей гранитной системе // Петрология. – 2025. – Т. 33, № 5. – С. 40–57. – doi: 10.7868/S3034585525050037.
33. Русак А. А., Щекина Т. И., Зиновьева Н. Г., Бычков А. Ю., Луканин О. А. Криолит как реперный минерал редкометальной минерализации (экспериментальное исследование) // Геохимия. – 2024. – Т. 69, № 7. – С. 579–595. – doi: 10.31857/S0016752524070013.
34. Перетяжко И. С., Савина Е. А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. – 2010. – Т. 18, № 5. – С. 536–566.
35. Скляров Е. В., Гладкочуб Д. П., Котов А. Б., Старикова А. Е., Шарыгин В. В., Великославинский С. Д., Ларин А. М., Мазукабзов А. М., Толмачева Е. В., Хромова Е. А. Генезис Катугинского редкометального месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35, № 3. – С. 9–22. – EDN: VZCEON.
36. Таусон Л. В. О механизме кристаллизации гипабиссальных интрузий // Доклады АН СССР. – 1972. – Т. 204, № 2. – С. 447–451.
37. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. – М. : Наука, 1977. – 280 с.
38. Толмачева Е. В., Великославинский С. Д. Несмесимость фторидно-натриевого и алюмосиликатного расплавов в щелочных гранитах Катугинского массива (Алданский щит): петрологические и металлогенические следствия // Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. Научно-электронное издание. – М. : ИГЕМ РАН, 2020. – С. 226–230.
39. Толмачева Е. В., Великославинский С. Д., Котов А. Б., Ларин А. М., Скляров Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Сквитина Т. М., Ковач В. П., Галанкина О. Л. Роль ликвации в формировании редкометальных гранитов Катугинского массива, Алданский щит // Петрология. – 2024. – Т. 32, № 5. – С. 625–644. – doi: 10.31857/S0869590324050044.
40. Шаповалов М. А., Алымова Н. В. Геохимические особенности и рудоносность редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. Материалы VI Всероссийской ... памяти академика Н. Л. Добрецова. – Улан-Удэ : БНЦ СО РАН, 2021. – С. 135–137. – doi: 10.31554/978-5-7925-0604-6-2021-135-137.
41. Швадус М. И. Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометальных месторождений Западного Забайкалья. – Новосибирск : Наука, 1980. – 72 с.
42. Штрюбель Г., Циммер З. Х. Минералогический словарь. – М. : Недра, 1987. – 494 с.
43. Щекина Т. И., Граменицкий Е. Н., Алферьева Я. О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. – 2013. – Т. 21, № 5. – С. 499–516. – doi: 10.7868/S0869590313040079.
44. Щекина Т. И., Русак А. А., Алферьева Я. О., Граменицкий Е. Н., Котельников А. Р., Зиновьева Н. Г., Бычков А. Ю., Бычкова Я. В., Хвостиков В. А. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // Геохимия. – 2020. – Т. 65, № 4. – С. 343–361. – doi: 10.31857/S001675252004010X.
45. Щекина Т. И., Русак А. А., Алферьева Я. О., Граменицкий Е. Н., Хвостиков В. А., Котельников А. Р., Бычков А. Ю., Зиновьева Н. Г. Поведение лития в ликвидусной части высокофтористой гранитной системы при давлении от 10 до 50 МПа // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2021. – № 3. – С. 76–88. – doi: 10.33623/0579-9406-2021-3-76-88.
46. Berndt J., Koepke J., Holtz F. An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa // Journal of Petrology. – 2005. – V. 46. – P. 135–167. – doi: 10.1093/petrology/egh066.
47. Dolejš D., Baker D. R. Liquidus equilibria in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-F_2O_{-1}-H_2O$ to 100 MPa: I. Silicate-fluoride liquid immiscibility in anhydrous systems // Journal of Petrology. – 2007. – V. 48. – P. 785–806. – doi: 10.1093/petrology/egm001.
48. Dolejš D., Baker D. R. Liquidus equilibria in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-F_2O_{-1}-H_2O$ to 100 MPa: II. Differentiation paths of fluorosilicic magmas in hydrous systems // Journal of Petro-



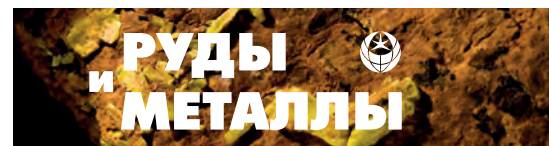
logy. – 2007. – V. 48. – P. 807–828. – doi: 10.1093/petrology/egm002.

49. Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications // *Lithos*. – 2001. – V. 56, No 1. – P. 1–14. – doi: 10.1016/S0024-4937(00)00056-6.
50. Luth W. G., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars // *Journal of Geophysical Research*. – 1964. – V. 69, No 4. – P. 759–773.

References

1. Alfer'eva Ya. O., Gramenitskii E. N., Shchekina T. I. Eksperimental'noe izuchenie fazovykh otnoshenii v litiisoderzhashchei bogatoi ftorom gaplogranitnoi i nefelinsienitovoi sisteme [Experimental study of phase relations in a lithium-bearing fluorine-rich haplogranite and nepheline-syenite system], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2011, No 7, pp. 713–728. (In Russ.)
2. Alfer'eva Ya. O. Yavlenie silikatno-solevoi zhidkostnoi nesmesimosti v model'noi granitnoi i nefelin-sienitovoi sisteme Si–Al–Na–K–Li–H–F–O [Phenomenon of silicate-salt liquid immiscibility in a model granite and nepheline-syenite system Si–Al–Na–K–Li–H–F–O], abstract of PhD dissertation, Moscow, 2012, 23 p.
3. Anfilogov V. N., Abramov V. A., Kovalenko V. I., Ogorodnikova V. Ya. Fazovye otnosheniya v agpaitovoi oblasti sistemy Na_2O – K_2O – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O pri davlenii 1000 kg/cm² [Phase relationships in the agpaitic region of the Na_2O – K_2O – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O system at a pressure of 1000 kg/cm²], *Doklady AN SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences], 1972, Vol. 204, No 4, pp. 1174–1178. (In Russ.)
4. Anfilogov V. N., Bobylev I. B., Anfilogova G. I., Zyuzeva N. A. Stroenie i svoystva silikatno-galogenidnykh rasplavov [Structure and properties of silicate-halide melts], Moscow, Nauka Publ., 1990, 110 p.
5. Anfilogov V. N., Glyuk D. S., Trufanova L. G. Fazovye otnosheniya v sisteme granit – HF– H_2O pri davlenii 1000 atm. [Phase relationships in the granite – HF– H_2O system at a pressure of 1000 atmospheres], *Ezhegodnik po rabotam 1970 goda* [Yearbook of works in 1970], Irkutsk, Institute of Geochemistry of SBAS USSR, 1971, pp. 349–351.
6. Arkhangel'skaya V. V. Mineraly redkikh zemel' v prirazlomnykh redkometal'nykh metasomatitakh [Rare-earth minerals in fault-line rare-metal metasomatites]. In: *Mineralogiya rudnykh mestorozhdenii* [Mineralogy of ore deposits], Moscow, Nauka Publ., 1983, pp. 25–29.
7. Beskin S. M. Geologiya i indikatornaya geokhimiya tantal-niobievyykh mestorozhdenii Rossii (redkometal'nye granity) [Geology and indicator geochemistry of tantalum-niobium deposits of Russia (rare-metal granites)], Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 2014, 112 p.
8. Beus A. A., Severov V. A., Sitnin A. A., Subbotin K. D. Al'bitizirovannye i greizenizirovannye granity (apogranity) [Albitized and greisenized granites (apogranites)], Moscow, USSR Academy of Sciences Publ., 1962, 196 p.
9. Bragina G. I., Anfilogov V. N. Fazovye otnosheniya v stekloobrazuyushchikh sistemakh Na_2O – SiO_2 –NaF, Na_2O – SiO_2 –NaCl [Phase relationships in Na_2O – SiO_2 –NaF, Na_2O – SiO_2 –NaCl glass-forming systems], *Fizika i khimiya stekla* [Glass Physics and Chemistry], 1977, Vol. 3, No 5, pp. 476–479. (In Russ.)
10. Vladykin N. V., Alymova N. V., Perfil'ev V. V. Geokhimicheskie osobennosti redkometal'nykh granitov Zashikhinskogo massiva, Vostochnyi Sayan [Geochemical features of rare-metal granites of the Zashikha massif, Eastern Sayan], *Petrologiya* [Petrology], 2016, Vol. 24, No 5, pp. 554–568. (In Russ.) DOI: 10.7868/S086959031605006X.

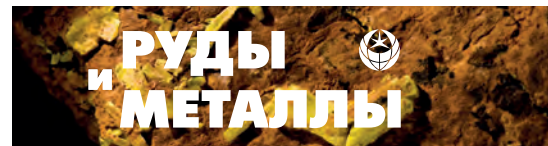
11. Ginzburg A. I. Problemy redkometal'nykh granitov [Problems of rare-metal granites]. In: Redkometal'nye granity i problemy magmaticheskoi differentsiatsii [Rare-metal granites and problems of magmatic differentiation], Moscow, Nedra Publ., 1972, pp. 7–27.
12. Glyuk D. S., Trufanova L. G. Plavlenie v sisteme granit – H_2O s dobavkami HF, HCl, ftoridov, khloridov i gidrookislov litiya, natriya i kaliya pri davlenii 1000 kg/sm² [Melting in the granite – H_2O system with additions of HF, HCl, fluorides, chlorides, and hydroxides of lithium, sodium, and potassium at a pressure of 1000 kg/cm²], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 1977, Vol. 7, pp. 1003–1011. (In Russ.)
13. Gramenitskii E. N., Shchekina T. I. K geokhimii tantala, niobiya, tsirkoniya i gafniya v granitakh i shchelochnykh porodakh ftoristogo profilya po ehksperimental'nyim dannym [On the geochemistry of tantalum, niobium, zirconium, and hafnium in granites and alkaline rocks with a fluorine profile based on experimental data], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2001, No 6, pp. 621–635. (In Russ.)
14. Gramenitskii E. N., Shchekina T. I. Povedenie redkozemel'nykh ehlementov i ittriya na zaklyuchitel'nykh etapakh differentsiatsii ftorsoderzhashchikh magm [Behavior of rare earth elements and yttrium at the final stages of fluorine-bearing magma differentiation], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2004, No 11, pp. 1–15. (In Russ.)
15. Gramenitskii E. N., Shchekina T. I., Devyatova V. N. Fazovye otnosheniya vo ftorsoderzhashchikh granitnoi i nefelin-sienitovoi sistemakh i raspredelenie ehlementov mezhdru fazami (ehksperimental'noe issledovanie) [Phase relationships in fluorine-bearing granite and nepheline-syenite systems and element distribution between phases (experimental study)], Moscow, GEOS Publ., 2005, 188 p.
16. Grechishchev O. K., Zhmodik S. M., Shcherbov B. L. Redkometall'noe mestorozhdenie Ulug-Tanzeke (Tuva, Rossiya) [Ulug-Tanzeke rare metal deposit (Tuva, Russia)], Novosibirsk, Geo Academic Publ., 2010, 195 p.
17. Devyatova V. N., Gramenitskii E. N., Shchekina T. I. Fazovye otnosheniya vo ftorsoderzhashchikh granitnoi i nefelin-sienitovoi sistemakh pri 800 °C i 1 kbar [Phase relationships in fluorine-bearing granite and nepheline-syenite systems at 800 °C and 1 kbar], *Petrologiya* [Petrology], 2007, V. 15, No 1, pp. 21–36. (In Russ.)
18. Delitsyn L. M., Melent'ev B. N. Sosushchestvovanie zhidkikh faz pri vysokikh temperaturakh. Sistema Na_2O-SiO_2-KCl [Coexistence of liquid phases at high temperatures. The Na_2O-SiO_2-KCl system], *Doklady AN SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences], 1972, Vol. 202, No 5, pp. 1114–1116. (In Russ.)
19. Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Sklyarov E. V., Kotov A. B., Larin A. M., Starikova A. E., Mazukabzov A. M., Tolmacheva E. V., Velikoslavinskii S. D. Proiskhozhdenie paleoproterozoiskikh redkometal'nykh granitov Katuginskogo massiva [Origin of Paleoproterozoic rare-metal granites of the Katuginsky massif], *Petrologiya* [Petrology], 2018, Vol. 26, No 1, pp. 52–71. (In Russ.) DOI: 10.7868/S086959031801003X, EDN: YMJWFD.
20. Dubov R. I. K teorii temperaturnykh polei lokal'nykh istochnikov tepla v zemnoi kore [On the theory of temperature fields of local heat sources in the earth's crust], *Ezhegodnik po rabotam 1969 goda* [Yearbook of works in 1969], Irkutsk, Institute of Geochemistry of SBAS USSR, 1970, pp. 278–283.
21. Ershova Z. Ya., Ol'shanskii Ya. I. Ravnovesie dvukh zhidkikh faz vo ftor-silikatnykh sistemakh, sodержashchikh shchelochnye metally [Equilibrium of two liquid phases in fluorine-silicate systems containing alkali metals], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 1958, No 2, pp. 147–148. (In Russ.)
22. Zinov'eva N. G., Shchekina T. I., Rusak A. A., Khvostikov A. A., Kotelnikov A. R., Bychkov A. Yu., Alfer'eva Ya. O. Opyt primeneniya neskol'kikh tipov analiza veshchestva pri izuchenii silikatnykh i ftoridnykh faz v sisteme $Si-Al-Na-K-Li-F-O-H$, sodержashchei redkozemel'nye ehlementy [Experience in applying several types of substance analysis in the study of $Si-Al-Na-K-Li-F-O-H$ system containing rare earth elements]. In: Trudy Vserossiiskogo ezhegodnogo seminar po ehksperimental'noi mineralogii, petrologii i geokhimii [Proceedings of the All-Russian Annual Seminar on Experimental Mineralogy, Petrology, and Geochemistry], Moscow, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, 2022, pp. 400–405.
23. Kovalenko V. I. Petrologiya i geokhimiya redkometal'nykh granitoidov [Petrology and geochemistry of rare-metal granitoids], Novosibirsk, Nauka Publ., 1977, 206 p.
24. Kovalenko N. I. Ehksperimental'noe issledovanie obrazovaniya redkometal'nykh litii-ftoristykh gra-



- nitov [Experimental study of the formation of rare-metal lithium-fluoride granites], Moscow, Nauka Publ., 1979, 152 p.
25. Kogarko L. N. Oblast' rassloeniya v rasplavakh sistema Si, Al, Na, O, F [Stratification region in melts of the Si, Al, Na, O, F system], *Doklady AN SSSR [Proceedings of the USSR Academy of Sciences]*, 1967, Vol. 176, No 4, pp. 918–920. (In Russ.)
26. Kogarko L. N., Krigman L. D. Ftor v silikatnykh rasplavakh i magmakh [Fluorine in silicate melts and magmas], Moscow, Nauka Publ., 1981, 126 p.
27. Kotel'nikov A. R., Suk N. I., Kotel'nikova Z. A., Yanev I., Encheva S., Anan'ev V. A. Zhidkostnaya nesmesimost' vo flyuidno-magmaticheskikh sistemakh (eksperimental'noe issledovanie) [Liquid immiscibility in fluid-magmatic systems (experimental study)], *Petrologiya [Petrology]*, 2019, Vol. 27, No 2, pp. 206–224. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0869-5903272206-224, EDN: ZCDVQT.
28. Kotov A. B., Vladykin N. V., Larin A. M., Gladkochub D. P., Sal'nikova E. B., Sklyarov E. V., Tolmacheva E. V., Donskaya T. V., Velikoslavinskii S. D., Yakovleva S. Z. Novye dannye o vozraste orudneniya unikal'nogo Katuginskogo redkometal'nogo mestorozhdeniya (Aldanskii shchit) [Liquid immiscibility in fluid-magmatic systems (experimental study)], *Doklady RAN [Proceedings of the Russian Academy of Sciences]*, 2015, Vol. 463, No 2, pp. 187–191. (In Russ.) DOI: 10.7868/S0869565215200189.
29. Larin A. M., Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Kovalenko V. I., Kovach V. P., Yakovleva S. Z., Berezhnaya N. G., Ivanov V. Eh. O vozraste Katuginskogo Ta-Nb mestorozhdeniya (Aldano-Stanovoi shchit): k probleme vydeleniya novoi global'noi redkometal'noi metallogenicheskoi ehpokhi [On the age of the Katuginskoye Ta-Nb deposit (Aldan-Stanovoy Shield): towards identifying a new global rare-metal metallogenic epoch], *Doklady RAN [Proceedings of the Russian Academy of Sciences]*, 2002, Vol. 383, No 6, pp. 807–811. (In Russ.) EDN: XLYSUS.
30. Melent'ev B. N., Delitsyn L. M., Melent'ev G. B. Sosushchestvovanie dvukh zhidkikh faz pri vysokikh temperaturakh. Sistema fluoristy litii – al'bitovoe steklo [Coexistence of two liquid phases at high temperatures. The lithium fluoride – albite glass system], *Doklady AN SSSR [Proceedings of the USSR Academy of Sciences]*, 1967, Vol. 175, No 1, pp. 199–201. (In Russ.)
31. Ol'shanskii Ya. I. Ravnovesie dvukh zhidkikh faz v prosteishikh fluor-silikatnykh sistemakh [Equilibrium of two liquid phases in the simplest fluorine-silicate systems], *Doklady AN SSSR [Proceedings of the USSR Academy of Sciences]*, 1957, Vol. 114, No 6, pp. 1246–1249. (In Russ.)
32. Rusak A. A., Shchekina T. I., Zinov'eva N. G. Obrazovanie kriolita v granitakh Katuginskogo mestorozhdeniya s pozitsii rezul'tatov ehksperimentov vo fluor-litiisoderzhashchei granitnoi sisteme [Formation of cryolite in granites of the Katuginskoye deposit from the standpoint of the results of experiments in the fluorine-lithium-containing granite system], *Petrologiya [Petrology]*, 2025, Vol. 33, No 5, pp. 40–57. (In Russ.) DOI: 10.7868/S3034585525050037.
33. Rusak A. A., Shchekina T. I., Zinov'eva N. G., Bychkov A. Yu., Lukanin O. A. Kriolit kak reporny mineral redkometal'noi mineralizatsii (eksperimental'noe issledovanie) [Cryolite as a reference mineral of rare-metal mineralization (experimental study)], *Geokhimiya [Geochemistry International]*, 2024, Vol. 69, No 7, pp. 579–595. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0016752524070013.
34. Peretyazhko I. S., Savina E. A. Tetrad-ehffekty v spektrakh raspredeleniya redkozemel'nykh ehlementov granitoidnykh porod kak indikator protsessov fluoridno-silikatnoi zhidkostnoi nesmesimosti v magmaticheskikh sistemakh [Tetrad effects in the rare-earth element distribution spectra of granitoid rocks as an indicator of fluoride-silicate liquid immiscibility processes in igneous systems], *Petrologiya [Petrology]*, 2010, Vol. 18, No 5, pp. 536–566. (In Russ.)
35. Sklyarov E. V., Gladkochub D. P., Kotov A. B., Starikova A. E., Sharygin V. V., Velikoslavinskii S. D., Larin A. M., Mazukabzov A. M., Tolmacheva E. V., Khromova E. A. Genezis Katuginskogo redkometal'nogo mestorozhdeniya: magmatizm protiv metasomatoza [Genesis of the Katuginsky rare-metal deposit: magmatism versus metasomatism], *Tikhookeanskaya geologiya [Russian Journal of Pacific Geology]*, 2016, Vol. 35, No 3, pp. 9–22. (In Russ.) EDN: VZCEON.
36. Tauson L. V. O mekhanizme kristallizatsii gipabisal'nykh intruzii [On the mechanism of crystallization of hypabyssal intrusions], *Doklady AN SSSR [Proceedings of the USSR Academy of Sciences]*, 1972, Vol. 204, No 2, pp. 447–451. (In Russ.)
37. Tauson L. V. Geokhimicheskie tipy i potentsial'naya rudosnost' granitoidov [Geochemical types

and potential ore content of granitoids], Moscow, Nauka Publ., 1977, 280 p.

38. Tolmacheva E. V., Velikoslavinskii S. D. Nesmesimost' fluoridno-natrievogo i alyumosilikatnogo rasplavov v shchelochnykh granitakh Katuginskogo massiva (Aldanskii shchit): petrologicheskie i metallogenicheskie sledstviya [Immiscibility of sodium fluoride and aluminosilicate melts in alkaline granites of the Katuginsky Massif (Aldan Shield): Petrological and Metallogenetic Implications]. In: Trudy k 90-letiyu IGE M RAN [Proceedings for the 90th Anniversary of IGE M RAS], Moscow, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS, 2020, p. 226–230.
39. Tolmacheva E. V., Velikoslavinskii S. D., Kotov A. B., Larin A. M., Sklyarov E. V., Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Skovitina T. M., Kovach V. P., Galankina O. L. Rol' likvatsii v formirovanii redkometal'nykh granitov Katuginskogo massiva, Aldanskii shchit [The role of segregation in the formation of rare-metal granites of the Katuginsky Massif, Aldan Shield], *Petrologiya* [Petrology], 2024, Vol. 32, No 5, pp. 625–644. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0869590324050044.
40. Shapovalov M. A., Alymova N. V. Geokhimicheskie osobennosti i rudonosnost' redkometal'nykh granitov Zashikhinskogo massiva, Vostochnyi Sayan [Geochemical features and ore potential of rare-metal granites of the Zashikha Massif, Eastern Sayan]. In: Baikal'skaya molodezhnaya nauchnaya konferentsiya po geologii i geofizike. Materialy VI Vserossiiskoi molodezhnoi nauchnoi konferentsii, posvyashchennoi pamyati akademika N. L. Dobretsova [Baikal Youth Scientific Conference on Geology and Geophysics. Proceedings of the VI All-Russian Scientific Conference dedicated to the memory of Academician N. L. Dobretsov], Ulan-Ude, Buryat Scientific Centre of SB RAS, 2021, pp. 135–137. DOI: 10.31554/978-5-7925-0604-6-2021-135-137.
41. Shvadus M. I. Petrologiya materinskikh granitoidov fluor-redkometal'nykh mestorozhdenii Zapadnogo Zabaikal'ya [Petrology of parent granitoids of fluorine-rare metal deposits in Western Transbaikalia], Novosibirsk, Nauka Publ., 1980, 72 p.
42. Strübel G., Zimmer S. H. Mineralogicheskii slovar' [Mineralogical dictionary], Moscow, Nedra Publ., 1987, 494 p.
43. Shchekina T. I., Gramenitskii E. N., Alfer'eva Ya. O. Leikokratovye magmaticheskie rasplavy s predel'nymi kontsentratsiyami flora: ehksperiment i prirodnye otnosheniya [Leucocratic magmatic melts with limiting fluorine concentrations: experiment and natural relationships], *Petrologiya* [Petrology], 2013, Vol. 21, No 5, pp. 499–516. (In Russ.) DOI: 10.7868/S0869590313040079.
44. Shchekina T. I., Rusak A. A., Alfer'eva Ya. O., Gramenitskii E. N., Kotel'nikov A. R., Zinov'eva N. G., Bychkov A. Yu., Bychkova Ya. V., Khvostikov V. A. Raspredelenie REE, Y, Sc i Li mezhd u alyumosilikatnym i alyumofloridnym rasplavami v model'noi granitnoi sisteme v zavisimosti ot davleniya i sodержaniya vody [Distribution of REE, Y, Sc, and Li between aluminosilicate and aluminofluoride melts in a model granite system depending on pressure and water content], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2020, Vol. 65, No 4, pp. 343–361. (In Russ.) DOI: 10.31857/S001675252004010X.
45. Shchekina T. I., Rusak A. A., Alfer'eva Ya. O., Gramenitskii E. N., Khvostikov V. A., Kotel'nikov A. R., Bychkov A. Yu., Zinov'eva N. G. Povedenie litiya v likvidusnoi chasti vysokofloristoi granitnoi sistemy pri davlenii ot 10 do 50 MPa [Behavior of lithium in the liquidus part of a high-fluorine granite system at pressures from 10 to 50 MPa], *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 4. Geologiya* [Moscow University Bulletin. Series 4. Geology], 2021, No 3, pp. 76–88. (In Russ.) DOI: 10.33623/0579-9406-2021-3-76-88.
46. Berndt J., Koepke J., Holtz F. An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa, *J. Petrol.*, 2005, Vol. 46, pp. 135–167, DOI: 10.1093/petrology/egh066.
47. Dolejš D., Baker D. R. Liquidus equilibria in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-F_2O_{-1}-H_2O$ to 100 MPa: I. Silicate-fluoride liquid immiscibility in anhydrous systems, *J. Petrol.*, 2007, Vol. 48, pp. 785–806, DOI: 10.1093/petrology/egm001.
48. Dolejš D., Baker D. R. Liquidus equilibria in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-F_2O_{-1}-H_2O$ to 100 MPa: II. Differentiation paths of fluorosilicic magmas in hydrous systems, *J. Petrol.*, 2007, Vol. 48, pp. 807–828, DOI: 10.1093/petrology/egm002.
49. Holtz F., Johannes W., Tamic N., Behrens H. Maximum and minimum water contents of granitic melts generated in the crust: a reevaluation and implications, *Lithos*, 2001, Vol. 56, No 1, pp. 1–14, DOI: 10.1016/S0024-4937(00)00056-6.



50. Luth W. G., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars, *J. Geophys. Res.*, 1964, Vol. 69, No 4, pp. 759–773.
51. Manning D. The effect of Fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz–Ab–Or with excess water at 1 kb, *Contrib. Mineral. Petr.*, 1981, Vol. 76, pp. 206–215.
52. Veksler I. V., Dorfman A. M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D. B. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, Vol. 69, No 11, pp. 2847–2860, DOI: 10.1016/j.gca.2004.08.007.

Казакова Александра Андреевна (aleks7975@yandex.ru)

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), г. Москва, Россия

Kazakova Aleksandra Andreevna (aleks7975@yandex.ru)

PhD in Geological and Mineralogical Sciences, Researcher

Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences (GEOKHI RAS), Moscow, Russia

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411.071:553.07 (571.513)

**Возраст формирования золото-сульфидно-кварцевых жил
Кизасского рудного поля (Шаманский рудный узел,
Западный Саян) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования****Окулов А. В.¹, Черных А. И.²**¹ ЦНИГРИ, г. Москва, Россия; ² ООО «УК Полюс», г. Москва, Россия

Аннотация. Кизасское рудное поле, сформированное отложениями шаманской свиты раннего кембрия, характеризуется амагматичным строением и выделяется аномально высокой россыпной золотоносностью: за всё время эксплуатации добыто более 22 т россыпного золота. На территории рудного поля известны многочисленные проявления золота, наиболее крупное из которых – участок Троицкий. Золотоносные разнонаправленные кварцевые жилы и зоны неравномерного жильно-прожилкового окварцевания приурочены к обширной и протяжённой минерализованной зоне метасоматических изменений пирит-кварц-серицит-анкеритового состава. В связи с дискуссионностью возраста формирования золотого оруденения и источника рудного вещества, а также пространственной удалённостью кварцевых жильно-прожилковых зон от интрузивных комплексов актуально датирование руд и гидротермалитов. Выполненное датирование серицита золотоносных кварцевых жил $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом позволило обосновать их среднедевонско-раннекарбоновый возраст (391–359 млн лет). В составе проб-протолок кварца установлена ассоциация золота с пиритом и халькопиритом, реже с борнитом и гематитом. Изучение химического состава кварцевых жил методом ИСП-МС показало повышенное содержание Ag, Cu, Bi, Te, As.

Ключевые слова: Кизасское рудное поле, участок Троицкий, жильный кварц, мусковит, паргонит, рудное золото, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование.

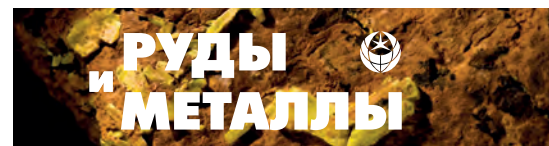
Для цитирования: Окулов А. В., Черных А. И. Возраст формирования золото-сульфидно-кварцевых жил Кизасского рудного поля (Шаманский рудный узел, Западный Саян) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. Руды и металлы. 2026. № 3. С. 58–82. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10014.

**Age of formation of gold-sulfide-quartz veins in the Kizas ore field,
Shamansky ore cluster, Western Sayan, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data****Okulov A. V.¹, Chernykh A. I.²**¹ Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals (FSBI TsNIGRI), Moscow, Russia; ² Management Company Polyus LLC, Moscow, Russia

Abstract. The Kizas ore field formed by deposits of the Early Cambrian Shaman Formation is characterized by an amagmatic structure and is notable for its anomalously high placer gold potential: over 22 tonnes of placer gold have been extracted throughout its history of exploitation. Numerous gold occurrences are known within the field, the largest being the Troitsky Site. Gold-bearing quartz veins of varying orientations and zones of irregular vein-veinlet silicification are confined to a wide and elongated mineralized zone of pyrite-quartz-sericite-ankerite metasomatic alteration. Given the ongoing debate regarding the age of the gold mineralization and the source of the ore-forming material, as well as the spatial remoteness of the quartz vein-veinlet zones from intrusive complexes, dating of the ores and hydrothermal alteration products is a matter of importance. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of sericite from the gold-bearing quartz veins has confirmed their Middle Devonian to Early Carboniferous age (391–359 Ma). Analysis of the crushed quartz samples revealed an association of gold with pyrite and chalcopyrite, and less frequently with bornite and hematite. ICP-MS analysis of the quartz veins indicated elevated concentrations of Ag, Cu, Bi, Te, and As.

Keywords: Kizas ore field, Troitsky Site, vein quartz, muscovite, paragonite, ore gold, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating.

For citation: Okulov A. V., Chernykh A. I. Age of formation of gold-sulfide-quartz veins in the Kizas ore field, Shamansky ore cluster, Western Sayan, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data Ores and metals. 2026. No. 3. pp. 58–82. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10014.



Введение

Кизасское рудное поле (87 км²) расположено в Таштыпском районе Республики Хакасия. В географическом плане оно локализовано на северо-западном склоне Шаманского хребта (Западный Саян), в бассейне верхнего течения реки Кизас – правого притока реки Абакан. В металлогеническом отношении рудное поле выделяется в составе Шаманского рудного узла (473 км²), который приходится на центральную часть Кизас-Анзасского рудного района Северо-Саянской минерагенической зоны. В южной части Кизас-Анзасского рудного района выделяется Анзасский золото-железорудный, в северной – Джарганский золото-полиметаллический рудные узлы (рис. 1).

К полю распространения вулканогенно-карбонатно-терригенных отложений шаманской свиты раннего кембрия (*C₁st*) приурочен одноимённый рудный узел. Отложения свиты смяты в линейные складки с северо-восточной ориентировкой шарниров, с этим направлением совпадает ориентировка главных разрывных нарушений и сланцеватости пород. Широко распространены процессы фидитизации пород, в целом метаморфические преобразования не превышают уровня низов зеленосланцевой фации. Гидротермальные процессы выражены в достаточно широком проявлении жил и прожилков кварца, а также вкрапленной пиритовой и Fe-карбонатной минерализации, реже отмечается Fe-карбонат-кварцевая жильная и прожилковая минерализация. При этом Кизасское рудное поле и Шаманский рудный узел имеют амагматичное строение: здесь встречены лишь единичные дайки диорит-порфиров.

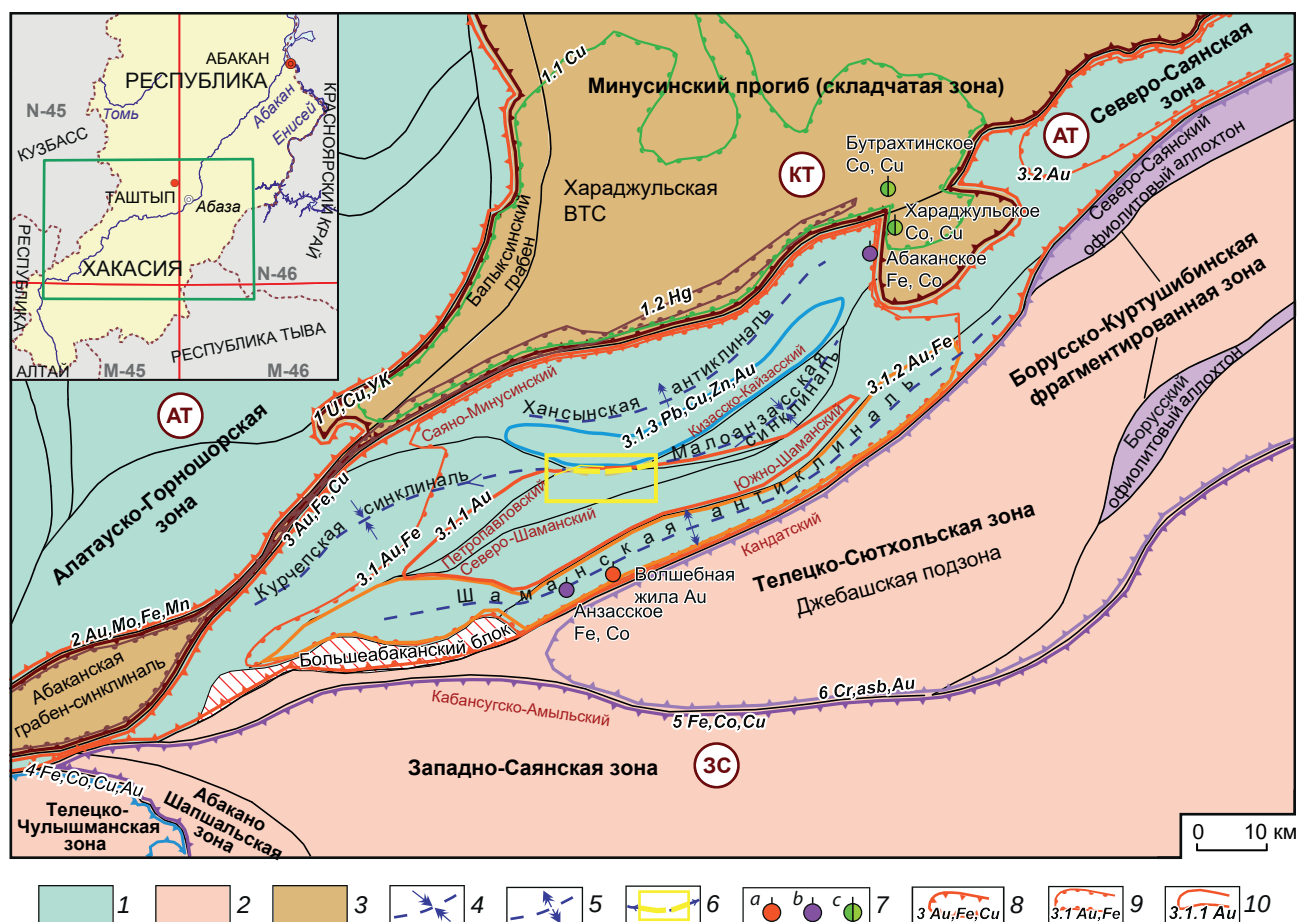
Кизасское рудное поле известно богатством своих россыпей, официальная добыча золота из которых началась в 1864 г. и с перерывами продолжается вплоть до настоящего времени. Согласно имеющимся архивным и фондовым данным И. К. Баженова (1929ф), А. Д. Кириллова (1977ф), А. Я. Вамбольты (1995ф), Государственного баланса запасов за 1992–2024 гг., в период с 1864 по 2024 гг.

из россыпей Кизас-Анзасского рудного района было добыто 29 727 кг золота, в т. ч. из россыпей Шаманского рудного узла – 24 570 кг золота, то есть порядка 83 %. Оставшиеся 5 147 кг, или 17 %, были добыты из россыпей Анзасского рудного узла. Из россыпей Кизасского рудного поля добыто около 22 108 кг золота, то есть 74 % от общего количества добытого металла по рудному району или 90 % от доли металла, добытого из россыпей рудного узла, что определяет его как один из наиболее продуктивных в Алтае-Саянском регионе. В пределах Джарганского рудного узла известна лишь мелкая россыпь, давшая около 9 кг золота.

При наличии в пределах Шаманского узла аномально богатых крупных россыпей золота и повсеместной шлиховой золотоносности аллювиальных и частично делювиальных отложений, на данный момент здесь не известно крупных по запасам и ресурсам месторождений или проявлений коренного золота. Наличие богатых россыпей золота обусловило перспективность региона в отношении поисков рудного золота, которые предпринимались неоднократно, начиная с 1886–1888 гг. вплоть до 2020–2022 гг.

В истории изучения коренной золотоносности Шаманского рудного узла намечается три основных этапа. Первый этап охватывает период с 1886 г. по 1910 г., в который при активной старательской отработке в плотиках россыпей неоднократно вскрывались кварцевые жилы с золотом. В 1886–1888 гг. на юго-западном склоне горы Троицкой ортой были вскрыты четыре кварцевые жилы, в т. ч. с видимым золотом [9].

Во второй этап условно выделяется период с 1920-х по 1960-е гг. В это время ведётся более масштабное изучение золотоносности территории, выполняется проходка шурфов и канав, копушное опробование и маршрутные наблюдения по склонам и водоразделам. Работы второго этапа были ориентированы на поиски золотоносных кварцевых жил, они завершились созданием комплекта государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000.



Третий этап (с начала 1960-х гг. по настоящее время) характеризуется интенсивным изучением территории, включая геолого-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 и ГДП-50. С перерывами выполняются поисковые работы на рудное золото масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000. Итогом работ данного этапа стала подготовленная детальная геологическая основа масштаба 1 : 50 000, были намечены главные закономерности распределения золота, установлены основные рудоконтролирующие разломы и определены преобладающие геолого-промышленные типы.

Характерно, что на ранних этапах изучения поиски золота были ориентированы на кварцевые жилы, поэтому вплоть до 1970-х гг. в пределах обширной территории Шаманского рудного узла были известны лишь многочисленные свалы рудного кварца и относи-

тельно мелкие проявления золота жильного типа. Позднее, с конца 2000-х гг., производственными (М. И. Курочкин, 2008ф, 2011ф) и научно-исследовательскими работами [1–3, 6–8] было показано, что кроме кварцевых жил в пределах Шаманского рудного узла выделяются линейные золотоносные зоны весьма неравномерного жильно-прожилкового окварцевания, в т. ч. в метасоматитах пирит-кварц-серицит-анкеритового состава. В результате последних проведённых поисковых работ АО «Сибирское ПГО» (М. А. Прохорова с коллегами, 2022ф) в центральной части Кизасского рудного поля удалось прирастить по рудопроявлению Троицкому прогнозные ресурсы золота категории P_1 и P_2 .

Необходимо отметить, что не последнюю роль в успешности работ 2020-х гг. сыграло изменение методических подходов: примене-



Рис. 1. Обзорная схема геолого-структурного строения и металлогенического районирования Кизас-Анзасского золоторудно-россыпного района [8]:

1–3 – комплексы складчатости и соответствующие им минерагенические субпровинции: каледонско-эпикаледонские (1 – Алатауско-Тувинская (АТ), 2 – Западно-Саянская (ЗС)), герцинско-эпигерцинская (3 – Кузнецко-Тувинская (КТ)); 4 – оси наиболее крупных синклиналей; 5 – оси наиболее крупных антиклиналей; 6 – участок максимальных складчато-разрывных деформаций; 7 – месторождения: *a* – золота, *b* – железа, *c* – медно-кобальтовые; границы металлогенических таксонов: 8 – металлогенических зон (МЗ), 9 – рудных районов, 10 – рудных узлов (в скобках их номера на схеме). Минусинская угленосная-медно-урановорудная минерагеническая область (1 *U*, *Cu*, *UK*), включая рудные районы: Хараджувский меднорудный (1.1 *Cu*), Абаканский ртутный (1.2 *Hg*); Алатауско-Горношорская марганцево-молибден-золоторудная МЗ (2 *Au*, *Mo*, *Fe*, *Mn*); Северо-Саянская медно-железо-золоторудная МЗ (3 *Au*, *Fe*, *Cu*), включая рудные районы: Кизасско-Анзасский железо-золоторудный (3.1 *Au*, *Fe*) с рудными узлами (Шаманский золоторудный (3.1.1 *Au*), Анзасский золото-железорудный (3.1.2 *Au*, *Fe*), Джарганский прогнозируемый золото-полиметаллический (3.1.3 *Pb*, *Cu*, *Zn*, *Au*)) и Майнский золоторудный (3.2 *Au*); Телецко-Башкауская золото-медь-кобальт-железорудная МЗ (4 *Fe*, *Co*, *Cu*, *Au*); Центрально-Западно-Саянская медно-кобальтово-железорудная МЗ (5 *Fe*, *Co*, *Cu*); Борусско-Куртушибинская золото-асбест-хромитоворудная МЗ (6 *Cr*, *asb*, *Au*)

Fig. 1. Overview scheme showing the geological structure and metallogenic regionalization of the Kizas-Anzas gold ore and placer region [8]:

1–3 – folded complexes and their corresponding minerogenic subprovinces: Caledonian to epi-Caledonian (1 – Alatau-Tuva (AT), 2 – West Sayan (3C)), Hercynian to epi-Hercynian (3 – Kuznetsk-Tuva (KT)); 4 – axes of the largest synclines; 5 – axes of the largest anticlines; 6 – area of the maximum fold-fault deformations; 7 – ore deposits: *a* – gold, *b* – iron, *c* – copper-cobalt; boundaries of metallogenic taxa: 8 – metallogenic zones, 9 – ore regions, 10 – ore clusters (the numbers are in brackets). Minusinsk coal-bearing copper-uranium minerogenic region (1 *U*, *Cu*, *UK*), including the following ore regions: Kharajul copper-bearing (1.1 *Cu*) and Abakan mercury (1.2 *Hg*); Alatau-Gornoshor manganese-molybdenum-gold ore metallogenic zone (2 *Au*, *Mo*, *Fe*, *Mn*); North Sayan copper-iron-gold ore metallogenic zone (3 *Au*, *Fe*, *Cu*), including the following ore regions: Kizas-Anzas iron-gold ore (3.1 *Au*, *Fe*) with ore clusters (Shaman gold ore (3.1.1 *Au*), Anzas gold-iron ore (3.1.2 *Au*, *Fe*), Dzharagan predicted gold-polymetallic (3.1.3 *Pb*, *Cu*, *Zn*, *Au*)) and Mainsky gold ore (3.2 *Au*); Teletsko-Bashkaus gold-copper-cobalt-iron ore metallogenic zone (4 *Fe*, *Co*, *Cu*, *Au*); Central-West Sayan copper-cobalt-iron ore metallogenic zone (5 *Fe*, *Co*, *Cu*); and Borussko-Kurtushibinsky gold-asbestos-chromite ore metallogenic zone (6 *Cr*, *asb*, *Au*)

ние более значительного объема канав механической проходки, поискового колонкового бурения, сплошного бороздового и кернового опробования небольшими секциями длиной до 1,5 м, применение более достоверного для крупного и неравномерного золота сечения борозды 5×10 см.

Одной из важных причин отсутствия значимых результатов в поисках коренного золота является недостаточная проработанность геолого-генетической модели образования золотого оруденения Кизасского рудного поля, последовательности его формирования и связи с геологическими обстановками. Отсутствие магматических тел существенно ограничива-

ет возможности использования изотопно-геохронологических методов датирования геологических и рудных процессов. Дефицит изотопно-геохронологических данных о возрасте золотого оруденения Кизас-Анзасского рудного района в целом во многом определяет неоднозначность имеющихся геолого-генетических моделей образования золота и снижает эффективность применяемого прогнозно-поискового комплекса. В этой связи нами было проведено $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование серицита из сульфидно-кварцевых жил с золотом, результаты которого могут использоваться для решения металлогенических задач для всего Алтае-Саянского региона [4].

Геологическое строение и особенности золотоносности

Геологическое строение и золотоносность Кизасского рудного поля ранее уже рассматривались в публикациях, в т. ч. в работах авторов [1, 3, 6–8], поэтому в настоящей статье мы дадим характеристику только основных отличительных особенностей.

Кизасское золоторудно-россыпное поле расположено в центральной части линзообразного тектонического блока, сложенного островодужными породами раннего–позднего кембрия. Границы этого блока определяют положение Кизасско-Анзасского рудного района в юго-западной части Северо-Саянской покровно-складчатой зоны (рис. 1). В центральной части выделяется Шаманский золоторудно-россыпной узел, сложенный карбонатно-вулканогенно-терригенными толщами раннего–позднего кембрия (шаманская, кайзасская, чеханская и кинская свиты), смятыми в линейные складки (Курчепско-Малоанзасская и Салматская синклинали, Кизасская и Татьянинская антиклинали) [8] (рис. 2).

К северо-западному крылу Кизасской антиклинали приурочено одноимённое рудное поле. Антиклиналь образована отложениями шаманской свиты, её северо-западное крыло характеризуется максимальным для пород шаманской свиты проявлением складчато-разрывных деформаций [8] (рис. 2). Через рудное поле проходят одни из наиболее крупных разломов – Петропавловский на севере и Северо-Шаманский на юге, которые трассируются мощными (100–700 м) зонами трещиноватости, рассланцевания, кливажа, милонитизации и катаклаза.

Важную роль в создании современного структурного плана Кизасского рудного поля играют более молодые, вероятно среднедевонско-раннекарбоновые разрывные нарушения север-северо-западного простирания (рис. 2). Каледонские породы разбиты ими на многочисленные блоки. Простирание разломов колеблется от 310 до 360°, падение – от северо-восточного до юго-западного, углы падения 75–90°. Нарушения носят сбросо-сдвиговый характер. Для этих разломов характерна не-

значительная мощность зон трещиноватости и дробления, вдоль которых часто развиты карбонатные, карбонатно-кварцевые и кварцевые жилы.

В целом в структурном плане Кизасское рудное поле приурочено к области сложного сочетания плективных структур, а именно к крылу одноимённой антиклинали в месте её сопряжения с Курчепско-Малоанзасской синклинью и Хансынкой антиклинью, где кроме того максимально проявлены дизъюнктивные структуры разного ранга, направлений и возраста.

Примечательно, что наиболее перспективный в отношении золотоносности участок г. Троицкой приурочен к области периклинального замыкания Троицкой складки 3-го порядка (рис. 2).

Кизасское рудное поле сложено раннекембрийскими отложениями шаманской свиты. Наиболее широко среди них распространены рассланцованные переслаивающиеся серо-зелёные песчаники, алевропесчаники и алевролиты, иногда с примесью туфового материала. Кроме того, известны углеродисто-глинистые и углеродисто-кремнистые сланцы и алевролиты с прослоями, линзами и пачками гравелитов, конгломератов, туфопесчаников, туфо-алевролитов, туфоконгломератов, известняков, глинистых известняков, мергелей, известковистых песчаников и алевролитов. На локальных участках среди терригенных пород шаманской свиты встречаются единичные прослои эффузивов и туфов основного состава. Породы шаманской свиты характеризуются текстурами от массивных до сланцеватых, вплоть до формирования тонких (1–2 мм) плиток в зонах кливажа. Направление рассланцевания совпадает с северо-восточной ориентировкой главных геологических структур участка. Характерной чертой отложений шаманской свиты является наличие кристаллов кубического пирита максимальным размером до 5–12 см; наиболее часто пирит встречается в отложениях верхней подсвиты и в поверхностных условиях обычно окислен. Метасоматические изменения терригенных пород выражены в хлоритизации, окварце-



вании, анкеритизации и пиритизации, реже проявлена эпидотизация.

Аномально высокая россыпная золотоносность Кизасского рудного поля определила концентрацию здесь поисковых работ на коренное золото. На основании ранее проведённых исследований установлено, что коренная золотоносность рудного поля связана с двумя типами гидротермально-метасоматических образований – кварцевыми жилами, прожилками и зонами пирит-кварц-серицит-анкеритовых метасоматитов. Жилы и прожилки преимущественно кварцевого состава, иногда с анкеритом, содержат в небольшом количестве рудные минералы и золото.

На основе полученных данных и с учётом результатов работ предшественников в рудном поле оконтуриваются две основные мощные и протяжённые минерализованные зоны, положение которых контролируется региональными разрывами СВ ориентировки и оперяющими их нарушениями (рис. 2):

- Троицко-Левокизасская минерализованная зона Fe-карбонатизации, серицитизации, жильно-прожилкового окварцевания и вкрапленной пиритовой минерализации протягивается от г. Троицкой через водораздел Безымянка – Кизас, далее через бассейн левых притоков Левого Кизаса; протяжённость зоны около 8,5 км, мощность – от 300 м до 1 км (район г. Троицкой). Именно в её пределах локализована подавляющая часть рудопроявлений золота, в т. ч. наиболее значимые (рудопроявление г. Троицкой).

- Успенская минерализованная зона гнездово-прожилкового окварцевания протягивается, по данным предшественников, от верховьев р. Безымянка через верховья р. Успенский, далее в бассейн реки Малый Анзас; протяжённость зоны около 10 км, мощность – 300–700 м.

Рудные тела приурочены к зонам кливажа, дробления и милонитизации, представлены кварцевыми жилами, зонами неравномерного жильно-прожилкового и прожилкового окварцевания, которые нередко сопровождаются метасоматитами. В составе последних отмечается широкое развитие светлых слюд (му-

сковит–парагонит) и карбоната доломит-анкеритового ряда (Fe-карбоната), пирита. Кварцевые жилы и прожилки нередко содержат Fe-карбонат, убогую вкрапленную медно-сульфидную (халькопирит, борнит), пиритовую, гематитовую, редко арсенопирит-пиритовую минерализацию.

Для всего рудного поля характерно практически повсеместное присутствие обломков кварца в аллювии и делювии, размер обломков достигает 0,5–1 м. Кварцевые жилы имеют весьма разнообразную ориентировку и приурочены к основным направлениям разрывных нарушений: северо-восточному, субширотному, субмеридиональному и север-северо-западному. Согласно данным предшественников и собственным замерам авторов, можно выделить три главных направления простирания кварцевых жил и прожилков: север-северо-западное (с крутым падением на северо-восток и восток), восток-северо-восточное и субмеридиональное (с крутым падением на восток). Мощность кварцевых жил от 0,2 до 1 м, протяжённость до 30–40 м, мощность прожилков – от волосовидных до 1–5 см. Распределение жил и прожилков крайне неравномерное – от единичных до 20–30 шт. на пог. м.

Протяжённость рудных зон варьирует от 50–100 до 800–1400 м при мощности рудных сечений 1–13 м с содержаниями золота 0,5–36,1 г/т (до 58–150 г/т по частным пробам). Распределение золота в кварцевых жилах крайне неравномерное: участки с содержанием Au до 10–30 г/т сменяются участками с содержаниями на уровне 0,1 г/т. Отмечаются также мощные (до 80 м) минерализованные зоны с повышенными содержаниями золота на уровне 0,1 г/т, в которых содержания золота не имеют чёткой взаимосвязи ни с интенсивностью или наличием кварцевых прожилков, ни с наличием сульфидной минерализации.

Изучение кварца из жил показало отсутствие газово-жидких включений, пригодных для термобарогеохимических исследований. Образцы кварца, в которых установлено высокое содержание Au, не имеют каких-либо особых текстурно-структурных характеристик.

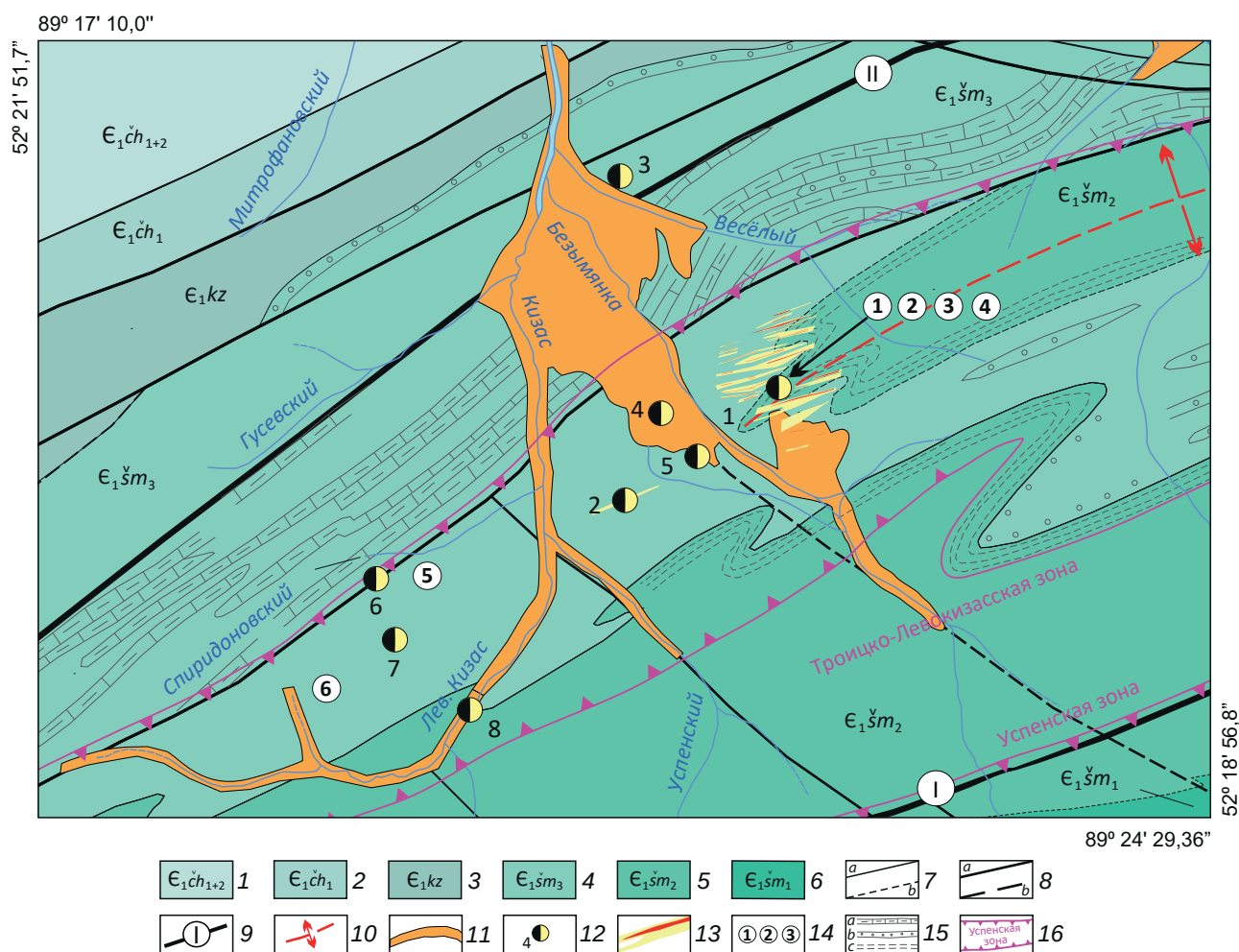


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Кизасского рудного поля с элементами литологии и золотоносности (по материалам Н. Г. Дубинина, 1974ф; А. Д. Кириллова, 1977ф; Е. С. Единцева, 1996ф; Ю. М. Михалева, 1998ф; М. А. Прохоровой, 2022ф; А. В. Окулова, 2022ф; [8]; с дополнениями и уточнениями авторов):

1 – отложения чеханской свиты нерасчленённые (туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы, песчаники, алевролиты); 2 – нижнечеханская подсвита (туфоконгломераты, туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, туфы, песчаники, алевролиты); 3 – кайзасская свита (ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, сланцев, гравелитов, конгломератов существенно зеленоцветных, редкие прослои туфитов и туфов); 4 – верхнешаманская подсвита нерасчленённая (песчаники, алевролиты, сланцы, гравелиты, туфы, туффиты, глинистые известняки); 5 – среднешаманская подсвита (ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, сланцев, серых и зелёных тонов, реже конгломераты, гравелиты, известняки, порфириты, их туфы); 6 – нижнешаманская подсвита (сланцы кремнистые, глинисто-кремнистые, углесто-глинистые, песчаники, алевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, гравелиты, линзы известняков, редко эффузивы основного состава); 7 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 8 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 9 – региональные разрывные нарушения: I – Северо-Шаманский, II – Петропавловский; 10 – антиклинальные складки 3-го порядка; 11 – разведанные и отработанные россыпи золота; 12 – рудопроявления и пункты минерализации золота: 1 – Троицкое, 2 – Водораздельное, 3 – Весёльское, 4 – Безымянное, 5 – Надежда, 6 – Спиридоновское, 7 – Плоское, 8 – Карьерное; 13 – рудные зоны с содержанием золота > 0,1 г/т и рудные тела внутри рудных зон; 14 – пробы, изученные методом изотопного датирования: 1 – проба 309, 2 – К-206-255-1, 3 – К-206-255-2, 4 – К-205-689, 5 – К-20-04-1, 6 – К-20-70-1; 15 – литологические разности пород: а – известняки глинистые, мергели, б – конгломераты, с – сланцы углисто-глинистые; 16 – минерализованные зоны жильного и прожилкового окварцевания, серицитизации, анкеритизации, вкрапленности пирита



Fig. 2. Schematic geological map of the central part of the Kizas ore field with elements of lithology and gold-bearing potential (based on materials by N. G. Dubinin, 1974f; A. D. Kirillov, 1977f; E. S. Edintsev, 1996f; Yu. M. Mikhaleva, 1998f; M. A. Prokhorova, 2022f; A. V. Okulov, 2022f; [8]; with additions and clarifications of the authors):

1 – undifferentiated deposits of the Chekhan Formation (tuffaceous sandstones, tuffaceous conglomerates, tuffs, sandstones, siltstones); 2 – Lower Chekhan Subformation (tuffaceous conglomerates, tuffs, tuffaceous sandstones, tuffaceous breccias, tuffs, sandstones, siltstones); 3 – Kaizas Formation (rhythmic alternation of sandstones, siltstones, shales, gravelites, conglomerates of essentially green color, rare interlayers of tuffites and tuffs); 4 – undifferentiated Upper Shaman Subformation (sandstones, siltstones, shales, gravelites, tuffs, tuffites, argillaceous limestones); 5 – Middle Shaman Subformation (rhythmic alternation of sandstones, siltstones, shales, gray and green tones, less often conglomerates, gravelites, limestones, porphyrites, their tuffs); 6 – Lower Shaman Subformation (siliceous shales, clayey-siliceous shales, carbonaceous-clayey shales, sandstones, siltstones, tuffaceous sandstones, tuff conglomerates, gravelites, limestone lenses, rare mafic effusive rocks); 7 – geological boundaries: *a* – reliable, *b* – inferred; 8 – faults: *a* – reliable, *b* – inferred; 9 – regional faults: I – Severo-Shamansky, II – Petropavlovsky; 10 – anticline folds of the 3rd order; 11 – explored and exhausted gold placers; 12 – gold ore occurrences and points of mineralization: 1 – Troitskoye, 2 – Vodorazdelnoye, 3 – Veselskoye, 4 – Bezymyannoye, 5 – Nadezhda, 6 – Spiridonovskoye, 7 – Ploskoye, 8 – Karyernoye; 13 – ore zones with gold grades > 0.1 g/t and ore bodies within the ore zones; 14 – samples studied by isotope dating: 1 – Sample 309, 2 – K-206-255-1, 3 – K-206-255-2, 4 – K-205-689, 5 – K-20-04-1, 6 – K-20-70-1; 15 – lithological rock types: *a* – clayey limestones, marls, *b* – conglomerates, *c* – carbonaceous-clayey shales; 16 – mineralized zones of vein and veinlet silicification, sericitization, ankeritization, and pyrite dissemination

Золотоносным чаще всего оказывается кварц, содержащий Fe-карбонат, пирит, сульфиды меди, светлые слюды (мусковит, его тонкоchешуйчатая разновидность – серицит, агрегат серицит+парагонит).

Методика работ

Геохронологические $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования методом ступенчатого прогрева проводились по методике, описанной в [5]. Минералы для изотопно-геохронологических $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследований выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из неё воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 г. как стандартный K/Ar образец, был аттестован в качестве $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern-4M, биотита LP-6 [10].

В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее результатов кали-

бровки, составившее $311,0 \pm 1,5$ млн лет. Особенностью методики является облучение кварцевых ампул с пробами в охлаждаемом водой канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). При облучении в таких условиях температура ампул с образцами не превышает 100 °С. Градиент нейтронного потока не превышал 0,5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 минут при 1200 °С) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия) и на многоколлекторном масс-спектрометре Argus фирмы GV-Instruments (Англия). Ошибки измерений, приведённые в тексте и на рисунках, соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$. Графические результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологических исследований представлены в виде графиков ниже.

Изучение образцов для определения взаимоотношений минералов, выделение монофракций слюд и др., минералогический анализ

тяжёлой фракции проб-протолочек были выполнены на стереомикроскопе Olympus SZ61. Изучение прозрачных шлифов и аншлифов было выполнено на поляризационном микроскопе Olympus BX51 при увеличениях 25×, 100×, 200×, 500×, 1000× (сухие объективы). Микроскоп оснащён фотокамерой Olympus DP-71 с высоким разрешением.

Количественные химические анализы проб и образцов выполнены в аккредитованных лабораториях ХАЦ «Плазма» (г. Томск) и АО «РАЦ» (г. Улан-Удэ). Содержания основных элементов определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) по методике МВИ № 001-ХМС-2007 с выщелачиванием 10 г навески в смеси кислот с использованием микроволнового разложения (ХАЦ «Плазма»). Содержания золота определялись пробирным анализом навески 50 г с последующим определением Au методом атомно-абсорбционной спектрометрии. В ряде случаев были использованы полученные ранее данные химико-спектрального анализа на золото (АО «РАЦ»).

Изучение химического состава золота было выполнено по полированным срезам золотин в монтированных полированных шлифах методом электронно-зондового микроанализа. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ РАН на микроанализаторе JEOL JXA-8200 (аналитик Е. В. Ковальчук). Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 секунд. Для обеспечения электропроводимости образцы напылялись тонким слоем углерода. Расчёт поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с использованием программы фирмы JEOL.

Анализ флюидных включений кварца выполнен в ЦНИГРИ методом газовой хроматографии. Газы выделяли из кварца путём нагревания навески массой 1 г (фракция -0,5+0,25 мм) до 500 °С и анализировали хроматографом «Кристаллюкс 4000М». Спектры термолюминесценции записывали на приборе «Термолюм-1». Интенсивность термовысвечивания определяли с помощью фотоэлектрон-

ного умножителя в процессе равномерного нагревания навески кварца массой 0,1 г (фракция -0,5+0,25 мм) от 100 до 350 °С со скоростью 15 °С/мин. Определение фазовой принадлежности светлых слюд было выполнено рентгенофазовым методом на дифрактометре ДРОН-2.

Характеристика образцов и результаты работ

Для определения возраста золотого оруденения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом нами был использован мусковит и агрегат серицит+парагонит кварцевых жил, как золотоносных, так и не золотоносных по данным аналитических исследований (табл. 1, рис. 3–6). Необходимо отметить, что серицит в Кизасском рудном поле встречается довольно часто (в составе кварцевых жил и прожилков, по трещинам пород в зонах кливажа), но в виде весьма незначительных скоплений, тонкочешуйчатых агрегатов и мелких отдельных листочков. Более массивные скопления встречаются гораздо реже, поэтому авторы не всегда имели возможность исследовать возраст наиболее интересных и золотоносных гидротермалитов, жил и прожилков различной направленности. Тем не менее собранная коллекция образцов, по мнению авторов, является достаточно репрезентативной как в отношении золотоносности кварца, так и в плане распределения образцов по площади. Ниже даётся подробная характеристика изученных образцов. Основное внимание при характеристике уделено золотоносному кварцу. Для уточнения последовательности минералообразования были выполнены изучение прозрачных и полированных шлифов, фотодокументация локальных участков образцов под бинокуляром. Данный вид исследований выполнялся не по всем пробам, а только по тем, где отмечался наиболее сложный минеральный состав и, соответственно, взаимоотношение серицита и мусковита с другими минералами менее очевидно.

Проба 309. Свал обломков кварца с видимым золотом был обнаружен М. П. Брысиным в ходе работ ЦНИГРИ 2017 г. в точке наблюдения 309 в привершинной части г. Троицкой.



Табл. 1. Минералогический и пробирно-атомно-абсорбционный анализы проб-протолок кварца, из которого были отобраны навески серицита для Ar-Ar изотопного датирования

Table 1. Mineralogical and fire-assay atomic absorption analyses of crushed quartz samples from which sericite weighed samples were selected for the Ar-Ar isotope dating

Номер пробы	Вес тяжёлой фракции, г	Минералы тяжёлой фракции, %													
		Магнетит	Гидроксиды Fe	Пирит окисл.	Халькопирит	Пирит неокисл.	Малахит	Эпидот, цоизит	Хлорит	Рутил	Кварц	Кальцит	Агрегаты, обломки	Золото, знаки	Золото, г/т
309-1	0,13	Зн.		67		Сл.		Сл.			17		Сл.	>100	56,9**
309-2	0,19	Зн.	3	65		15		Сл.			13		4	50	–
К-205-689-1	0,46			5	25		10				60		Сл.	25	3,24*
К-205-689-2	0,16			15	50		20				15			5	0,11*
К-206-255-1	1,29		25		5	5	Зн.				60		5	1	0,42**
К-206-255-2	0,15			Сл.	Зн.	Зн.	Зн.			40	60	Зн.			0,008*
К-20-04-1	0,02		Сл.	Зн.	Зн.	Зн.					100		Сл.		< 0,005*

Примечание: * – данные пробирно-атомно-абсорбционного анализа; ** – данные ИСП-МС анализа; Зн. – знаки; Сл. – следы.

Обломки кварца представляют собой фрагменты кварцевого прожилка мощностью около 4–5 см. Поверхности зальбандов ровные, мелкоямчатые до кавернозных (предположительно пустоты выщелачивания от Fe-карбоната). Иногда на контакте зальбандов сохраняются реликты вмещающих пород – сланцев, предположительно серицитизированных. Сланцеватость в одном из образцов ориентирована под углом около 30° к поверхности зальбанда, в другом – субсогласно поверхности контакта прожилка. Породы с обильными выделениями окисленного Fe-карбоната размером до 0,2 мм в количестве около 15 %.

Кварц сливной молочно-белый до бледно-серого, характерно наличие рыжих, буро-

ватых гидроксидов железа (по Fe-карбонату) в количестве 10–15 %, локализованных вдоль зальбандов или же в центральных частях в виде прожилковидных скоплений. Эти особенности могут указывать на формирование кварцевых прожилков в условиях заполнения открытых трещин. В гидроксидах железа иногда фиксируются тонкие и мелкие, до 1 мм, чешуйки светлой слюды, предположительно мусковита или парагонита. В кварце, иногда в сланцах отмечаются отдельные неправильные выделения и кристаллы кубического окисленного пирита размером 2–4 мм до 1 см.

В полированном аншлифе с видимым золотом хорошо видно, что тонкий кварц-серицит-парагонитовый агрегат обрастает пирит,

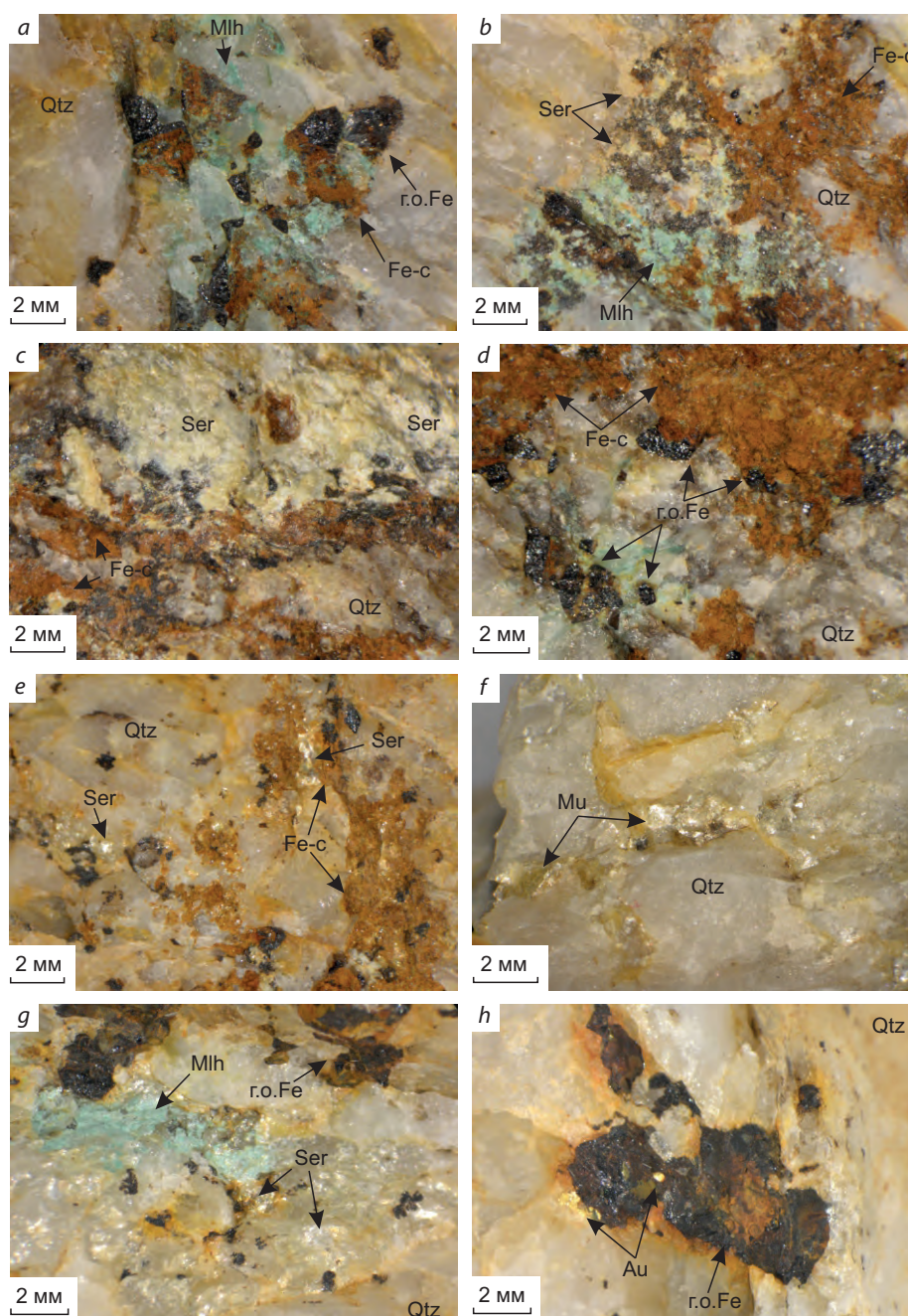


Рис. 3. Взаимоотношения серицита, мусковита, рудных минералов и кварца под бинокулярным микроскопом: проба K-206-255-1 (a–e), проба K-20-04-1 (f), проба K-205-689-1 (g, h):

Qtz – кварц; Ser – серицит; Mu – мусковит; г.о. Fe – гидроксиды железа по пириту; Au – золото; Mlh – гидрокарбонаты меди; Fe-c – порошковые гидроксиды Fe по Fe-карбонату

Fig. 3. Relationships between sericite, muscovite, ore minerals, and quartz under a binocular microscope: Sample K-206-255-1 (a–e), Sample K-20-04-1 (f), Sample K-205-689-1 (g, h):

Qtz – quartz; Ser – sericite; Mu – muscovite; r.o. Fe – iron hydroxides after pyrite; Au – gold; Mlh – copper hydroxocarbonates; Fe-c – powdery Fe hydroxides after Fe-carbonate

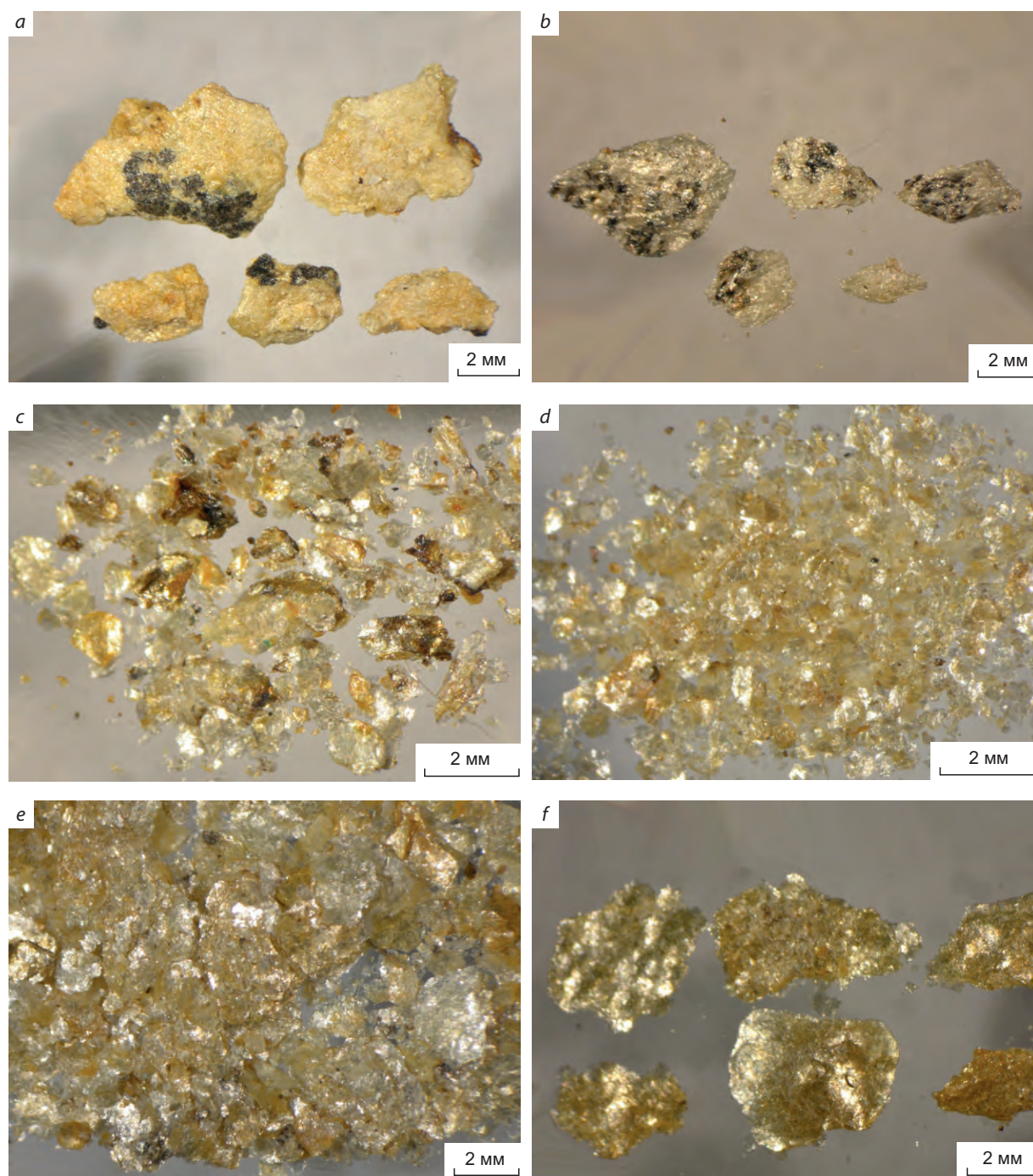


Рис. 4. Материал монофракций мусковита, серицита и агрегата серицит+парагонит для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования: проба K-206-255-1 (a), проба K-206-255-2 (b), проба K-205-689 (c), проба K-20-70-1 (d), проба K-20-04-1 (e, f)

Fig. 4. Material of the muscovite and sericite monofractions and sericite+paragonite aggregate for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating: Sample K-206-255-1 (a), Sample K-206-255-2 (b), Sample K-205-689 (c), Sample K-20-70-1 (d), Sample K-20-04-1 (e, f)

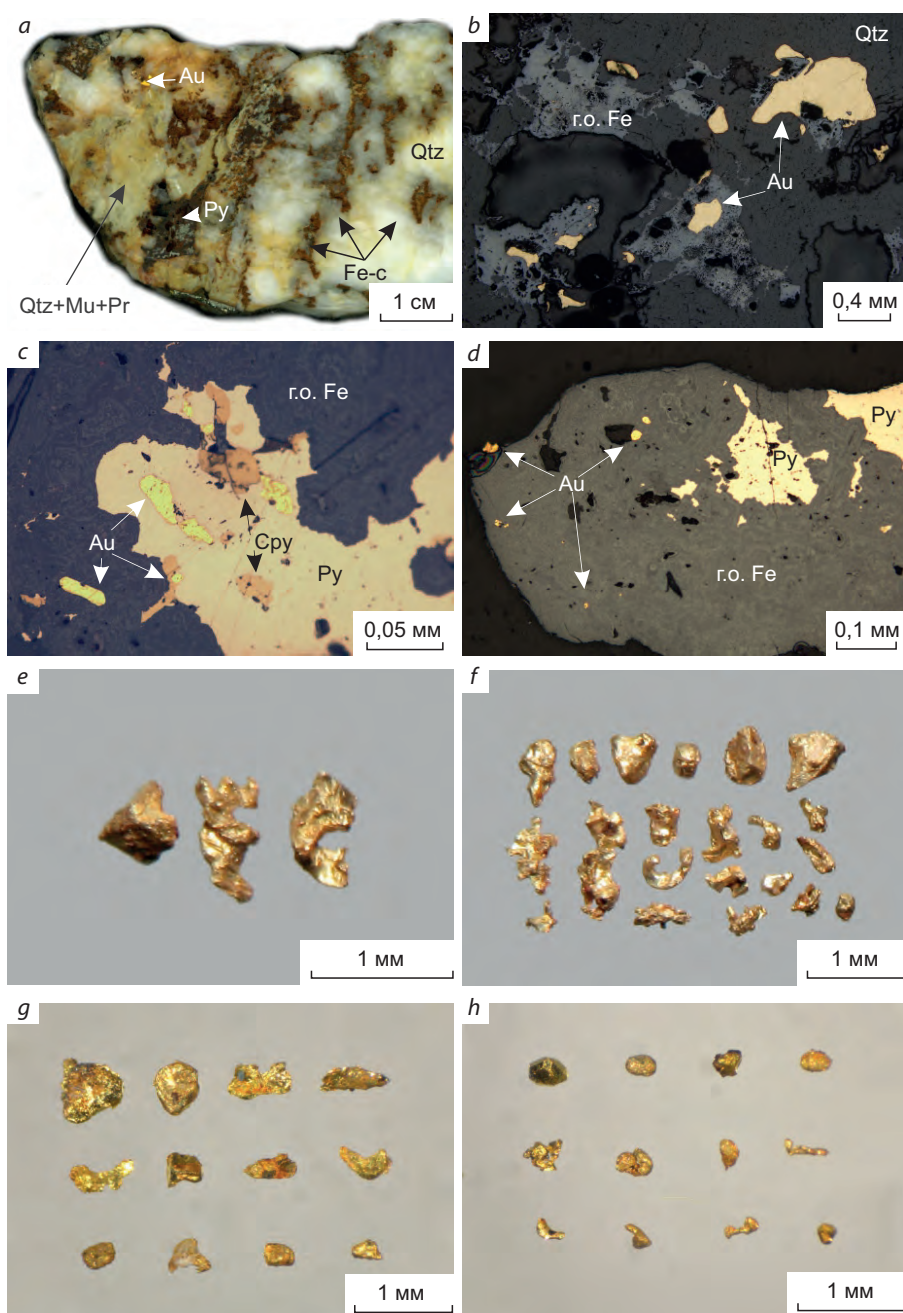


Рис. 5. Рудное золото из проб для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования. *a–d* – самородное золото в аншлифах: проба 309 (*a, b*), проба 309-2 (*c, d*); *e–h* – самородное золото из проб-протоочек: проба 309-1 (*e*), проба 309-2 (*f*), проба K-205-689-1 (*g, h*):

Pr – парагонит; Py – пирит; Cpy – халькопирит; остальные усл. обозн. – см. рис. 3

Fig. 5. Ore gold from the samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating. *a–d* — native gold in polished sections: Sample 309 (*a, b*), Sample 309-2 (*c, d*); *e–h* — native gold from crushed samples: Sample 309-1 (*e*), Sample 309-2 (*f*), Sample K205-689-1 (*g, h*):

Pr – paragonite; Py – pyrite; Cpy – chalcopyrite; for other legend symbols, see Fig. 3

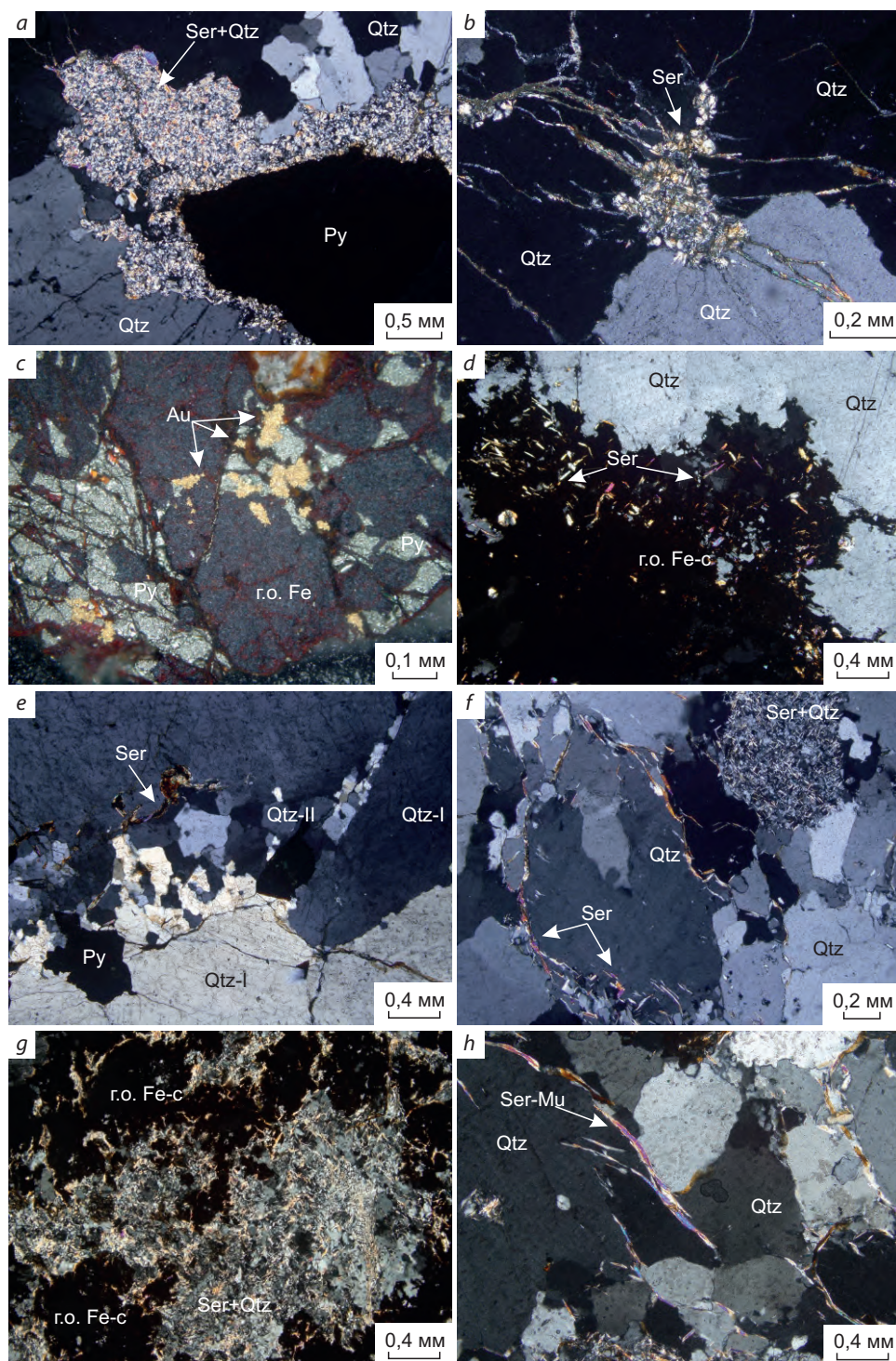


Рис. 6. Взаимоотношения серицита с другими минералами в прозрачных шлифах: проба К-205-689-1 (а–с), проба К-206-255-1 (d, e), проба К-206-255-2 (f–h); с – режим тёмного поля (DF)

Fig. 6. Relationships of sericite with other minerals in thin sections: Sample K-205-689-1 (a–c), Sample K-206-255-1 (d, e), Sample K-206-255-2 (f–h); c – dark field mode (DF)

но при этом содержит мелкие включения гидроксидов Fe, развитых по Fe-карбонату. То есть серицит формировался после пирита, вероятно чуть позднее Fe-карбоната или близодновременно с ним. Самородное золото тяготеет к кварц-серицит-парагонитовому агрегату, Fe-карбонату и пириту (рис. 5).

Минералогический состав пробы был исследован по двум частным минералогическим пробам (309-1, 309-2). Состав тяжелой фракции проб весьма простой и представлен пиритом в окисленной и неокисленной форме, отмечаются следы эпидота или цоизита, отдельные знаки магнетита, самородное золото присутствует в количестве 50 и более 100 знаков (табл. 1). Для уточнения состава тяжелой фракции был изготовлен и исследован монтированный полированный шлиф. По данным минераграфических исследований, пирит слагает неправильной формы выделения и угловатые зёрна размером до 1–5 мм, в различной степени замещённые гидроксидами железа (до полных псевдоморфоз). Характерно наличие в пирите выделений халькопирита неправильной формы размером до 0,05 мм. В виде включений в пирите наблюдается золото-I размером от 0,00n мм до 0,05 мм. Форма выделений – каплевидная, удлинённая, неправильная, в отдельном случае наблюдается субпрямоугольное в сечении выделение со скруглёнными углами – возможно, это удлинённый кристалл.

Более позднее самородное золото-II (рис. 5) ярко-жёлтого цвета, по размерам мелкое и очень мелкое, объёмное и среднеуплощённое, размером от 0,5 мм и менее. По форме выделения преобладают объёмные искажённые кристаллы, реже их сростки, при подчинённом развитии смешанных и прожилковидно-интерстициальных частиц. В классе <0,1 мм характерно увеличение количества тонких ксеноморфных золотинок, кристаллы имеют шарообразную форму с едва заметными гранями. Поверхность золотинок ровная и ямчато-ячеистая, в углублениях – ровная зеркальная, у кристаллов чаще ровная шероховатая со следами выщелачивания, редко с отпечатками в виде продольной штриховки трещин спай-

ности вмещающих минералов или слоистых пород. На гранях фрагментарно наблюдаются ступени роста, микробугорчатость, тонкая разноориентированная штриховка. Выступы частиц бывают как острые, так и закруглённые, у правильных форм притуплены рёбра и вершины кристаллов. В очень мелких прожилковидно-интерстициальных золотинок отмечаются включения зёрен кварца, а также заметны плёнки глинистых минералов и скопления кварц-Fe-гидроксидных агрегатов. Преобладание правильных форм указывает на условия свободного роста, которым вполне отвечает кристаллизация в условиях заполнения открытых трещин, о которой говорилось выше.

При изучении образцов кварца под биноклем помимо золота в пирите и кварце отмечены частицы самородного золота размером 0,1 мм и менее в рыжих гидроксидах железа по Fe-карбонату, развитому в зальбандах на контакте со сланцами.

По результатам изучения проб 309-1 и 309-2 методом электронно-зондового микроанализа для самородного золота установлены включения и сростания с пиритом, пирротин, галенитом, тетрадимитом. К сожалению, незначительный размер зёрен и влияние соседних фаз не позволяют выполнить расчёты формульных единиц.

По данным электронно-зондового микроанализа пробность золота-I 936,9–949 ‰, медианное значение 943,8 ‰. Кроме примеси серебра отмечаются спорадические примеси меди (максимально 0,19 ‰), примеси остальных элементов менее значительные. Пробность самородного золота-II составляет 925,6–968,4 ‰, медианное значение 945,6 ‰. Кроме примеси серебра отмечаются спорадические примеси теллура (максимально 0,11 ‰), висмута (максимально 0,15 ‰), меди (максимально 0,13 ‰); примеси остальных элементов образуют следовые концентрации. В целом по пробности золото-I и золото-II конвергентны.

Первым объектом изучения для определения возраста методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования в 2021 г. был описанный выше серицит-парагонитовый агрегат, по которому



получен возраст плато $359,5 \pm 5,5$ лет и интегральный возраст $350,8 \pm 5,3$ млн лет (рис. 7) – граница позднего девона и раннего карбона [8].

Проба К-205-689. Свал обломков кварца размером до 15 см (кварцевая жила) с видимым золотом был обнаружен полевой партией ЦНИГРИ в 2022 г. на участке г. Троицкой в отвалах зачистки канавы К-205 на пикете 689 м. Предположительно, обломки кварца можно соотнести с рудным интервалом 602–612 м в той же канаве, расположенным выше по склону.

Содержания золота здесь составляют до $17,22\text{--}22,83$ г/т по данным пробирно-атомно-абсорбционного анализа бороздовых проб (Прохорова М. А. и др., 2022ф). Минерализованная зона представляет собой чередование метатуфогравелитов, метаалевролитов, сланцев с неравномерной вкрапленностью пирита и умеренным жильно-прожилковым окварцеванием. Максимальные содержания золота приурочены к зоне милонитизации с кварцевыми прожилками. Простирание прожилков – субмеридиональное, субширотное.

Кварц пробы молочно-белый, сливной, с отдельными мелкими обособлениями рыжих гидроксидов Fe размером до 5–7 мм (3–5 %) по Fe-карбонату. Отмечаются редкие каверны и пустоты выщелачивания. По трещинам кварца фиксируется тонкочешуйчатый агрегат светлой слюды (серицит-мусковит) размером до 1–2 мм (рис. 3, 4), а также в тесной пространственной связи с ним – выделения полуокисленных сульфидов (пирит, халькопирит) размером до 3 мм (1–3 %) с плёнками медной зелени. Макроскопически отмечено видимое золото до 0,25 мм – четыре-пять золотинок непосредственно в окисленном пирите и около него (рис. 3). Содержания золота в пробе по данным пробирно-атомно-абсорбционного анализа составили 3,24 г/т.

По результатам изучения шлифов было установлено, что основной объём кварцевой жилы (95 % и более) составляет мелко-, среднекристаллический кварц, в котором отмечаются выделения полуокисленного и окисленного пирита (рис. 6). Кварц формирует ксеноморфные зёрна размером от 0,1–0,4 мм до 1–3 мм

(кварц-I). Кроме того, отмечаются нитевидные прожилки кварца (кварц-II) мощностью 0,1 мм с серицитом. В пирите зафиксированы включения раннего золота-I. На долю серицита приходится не более 5 % объёма, он образует:

- тонкочешуйчатые скопления, обрастающие пирит;
- мелкие тонкие чешуйки в составе нитевидных прожилков позднего кварца-II;
- тонкие нитевидные прожилки мощностью 0,1 мм, секущие зёрна раннего крупного кварца, скопления тонких и более крупных чешуек в пространстве между зёрнами кварца.

Очевидно, что серицит формируется в самом конце стадии гидротермального минералообразования, позднее раннего кварца и пирита, но близодновременно с поздним кварцем-II. Предположительно, именно в позднюю стадию формируется свободное золото-II, о котором пойдёт речь ниже. По серициту, слагающему относительно крупные скопления по трещинам в кварце, был получен возраст плато $373,5 \pm 4,0$ млн лет – поздний девон (рис. 7).

Минералогический состав пробы изучен по двум частным минералогическим пробам (689-1, 689-2). Состав тяжёлой фракции проб весьма простой и представлен пиритом в окисленной форме, халькопиритом, медной зеленью по халькопириту (табл. 1). Самородное золото присутствует в количестве 25 и 5 знаков соответственно (рис. 5). Частицы золота размером от 0,05 до 1 мм; отмечаются правильные формы с гладкой поверхностью, гемиморфные частицы, но преобладают выделения золота неправильной формы. По данным электронно-зондового микроанализа пробность самородного золота-II $847,3\text{--}879,4$ ‰, медианное значение 871,6 ‰. Кроме примеси серебра отмечаются спорадические примеси меди (максимально 0,14 %), теллура (максимально 0,09 %); примеси остальных элементов незначительные.

В канаве К-206 на участке Троицкий в интервале 253–257 м была задокументирована кварцевая жила субмеридиональной ориентировки, в данном интервале содержания золота составили от 0,24 г/т до 1,18 г/т по данным

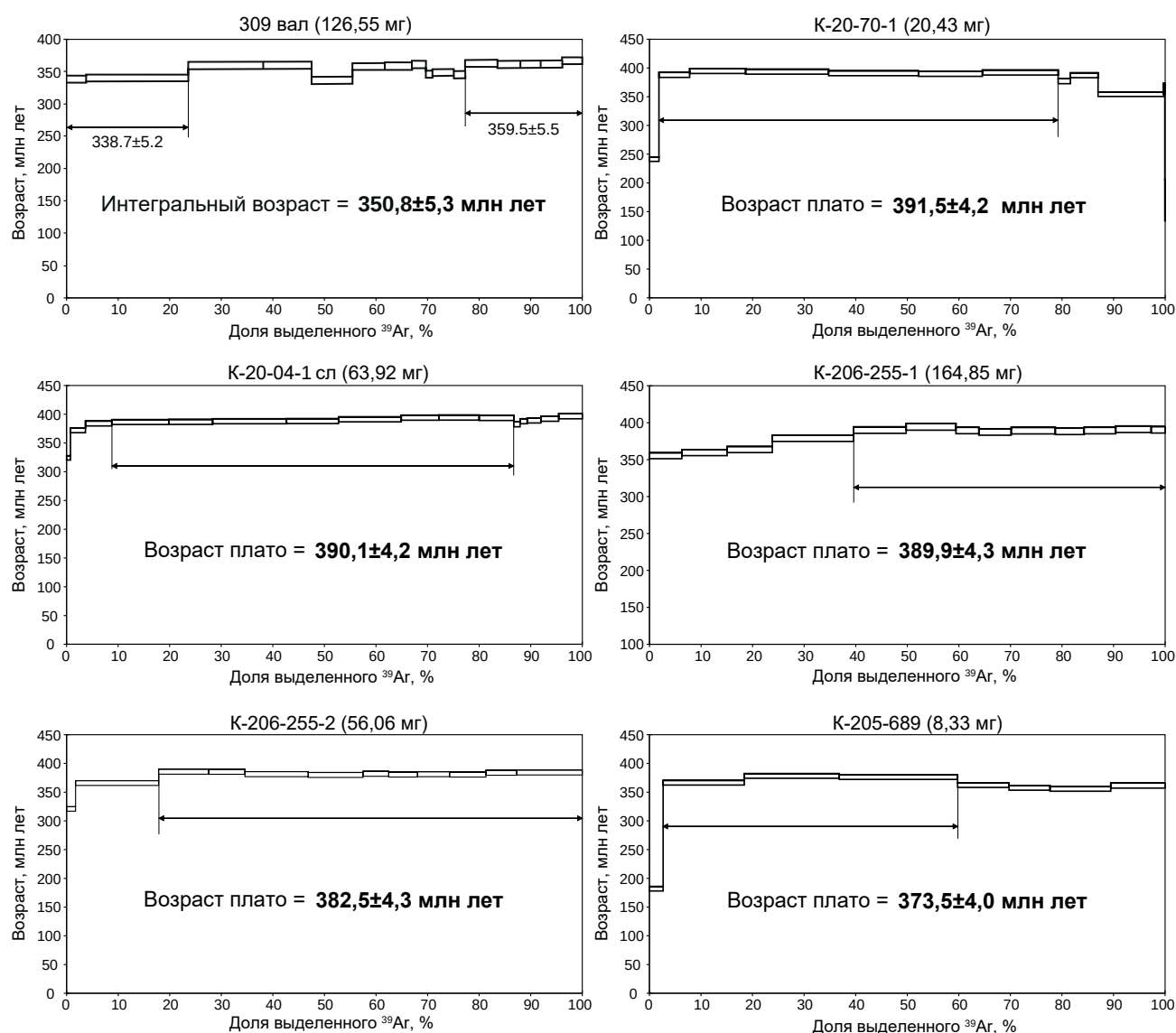


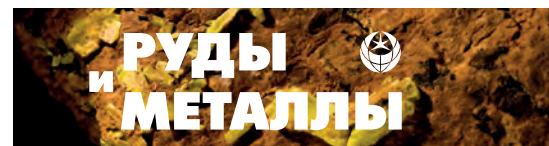
Рис. 7. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования по мусковиту, серициту-парагониту из проб-протолочек кварца Кизасской площади

Fig. 7. Results of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating of muscovite and sericite-paragonite from crushed quartz samples from the Kizas area

пробирно-атомно-абсорбционного анализа АО «Сибирское ПГО». В ходе изучения канавы специалистами ЦНИГРИ в указанном интервале было установлено два типа кварца.

Проба K-206-255-1. Кварц визуально сливной молочный до бледно-серого, трещиноватый, рудного облика, с обильными гидроксидами Fe (по Fe-карбонату), рыжими, порошковатыми, развитыми по трещинам. В тесной простран-

ственной ассоциации с ними развиты тонко-чешуйчатые агрегаты светлой слюды (серицита) бледно-желтоватой окраски (рис. 3, 4). В ассоциации со слюдой и гидроксидами Fe многочисленные включения полуокисленных сульфидов (халькопирит, пирит). По сульфидам развивается медная зелень (рис. 3). Содержания золота в пробе по данным ИСП-МС анализа составили 0,42 г/т.



В прозрачных шлифах установлено, что основной объём жилы сложен мелко-, среднекристаллическими зёрнами кварца неправильной формы размером до 1–3 мм (рис. 6). Более мелкозернистый кварц (кварц-II?) формирует прожилковидные скопления зёрен размером 0,1–0,4 мм в интерстициях между более крупными зёрнами. С этим же кварцем ассоциирует окисленный пирит (?) и тонкочешуйчатый серицит. Кроме того, отмечаются тонкие прожилки, до 0,1 мм, волосовидные, линейные до извилистых – вероятно, это самый поздний кварц (кварц-III?). Тонкочешуйчатый серицит отмечается также в агрегатах гидроксидов Fe (развитых, вероятно, по Fe-карбонату) с редким кварцем. Это может говорить о близковременных условиях формирования Fe-карбоната и серицита. В целом на долю кварца приходится не менее 95 % объёма породы, на долю серицита – до 5 %.

Минералогический состав тяжёлой фракции также весьма простой: преобладают гидроксиды Fe (вероятно, по пириту и Fe-карбонату), отмечен пирит и халькопирит, единичные знаки медной зелени (по халькопириту), золото – единичный знак (табл. 1).

По серициту, слагающему тонкочешуйчатые агрегаты, был получен возраст плато $389,9 \pm 4,3$ млн лет – средний девон (рис. 7).

Проба К-206-255-2. Кварц макроскопически отчётливого средне-крупнозернистого строения, участками до сливного. Окраска бледно-серая до серой. В кварце обильные обособления рыжих, порошковатых гидроксидов Fe, по трещинам тонкочешуйчатые агрегаты бледно-серой слюды (серицит, парагонит) (рис. 4). Предполагается, что серицит и Fe-карбонат формировались близодновременно. Содержания золота в пробе по данным ИСП-МС анализа составили 0,011 г/т.

В шлифах под микроскопом основной объём жилы (около 90 %) сложен зернистым, реже полигональным кварцем размером от 0,2 до 1 мм, отмечаются единичные кристаллы плагиоклаза с двойниками по альбитовому закону. На долю серицита приходится до 5–10 % объёма породы, гидроксиды Fe по Fe-карбонату слагают до 5 % объёма породы. Серицит обра-

зует удлинённые относительно крупные лейсты до 0,5–0,7 мм, приуроченные к интерстициям крупных зёрен кварца (рис. 6). Кроме того, серицит образует мелкие, до 0,1 мм, чешуйки в составе кварц-серицитовых и гидроксид Fe-кварц-серицитовых мелкозернистых агрегатов. Гидроксиды Fe, вероятно, замещают Fe-карбонат. Всё это указывает на близодновременное формирование ассоциаций Fe-карбоната, серицита и мелкозернистого кварца после основной массы раннего более крупнозернистого кварца.

В составе тяжёлой фракции минералогическим анализом установлены единичные знаки пирита, халькопирита и медной зелени, из тяжёлых минералов резко преобладает рутил, который, надо заметить, не отмечался в пробе К-206-255-1 (табл. 1).

По серициту, слагающему тонкочешуйчатые агрегаты, был получен возраст плато $382,5 \pm 4,3$ млн лет – средний–верхний девон (рис. 7).

Проба К-20-04-1. Верховья руч. Спиридоновского, район канавы Т-24, делювий. Кварц пробы обладает довольно простым составом и характеристиками. Это молочно-белый кварц, непрозрачный, сливной, умеренно трещиноватый. По трещинам развита плёночная лимонитизация, а также обильные выделения и крупночешуйчатые агрегаты светло-жёлтого мусковита (рис. 4). Следует отметить, что в верховьях руч. Спиридоновского свалы незолотоносного сливного молочно-белого кварца отмечаются в заметном количестве. Аллювиальные отложения ручья золотоносны лишь в самом нижнем течении и характеризуются невысокими содержаниями.

Минералогический состав пробы также очень простой и в целом сходен с пробой К-206-255-2, но характеризуется полным отсутствием рутила (табл. 1). По данным пробирно-атомно-абсорбционного анализа содержания золота составили $<0,005$ г/т. Возраст мусковита по плато составил $390,1 \pm 4,2$ млн лет – средний девон (рис. 7).

Проба К-20-70-1. Верховья реки Левый Кизас, водораздел рр. Кварцевый – Лев. Кизас, делювий. Как и в предыдущей пробе, кварц

обладает довольно простым составом и характеристиками: сливной, молочный, непрозрачный, по трещинкам развиты лимонит и мелкочешуйчатый серицит-мусковит (рис. 4). Пустоты выщелачивания частично выполнены рыжими землистыми агрегатами с гидроксидами Fe.

В связи с незначительными размерами обломков кварца по данной пробе не было возможности выполнить минералогический, пробирно-атомно-абсорбционный или ИСП-МС анализ. Возраст мусковита по плато составил $391,5 \pm 4,2$ млн лет – средний девон (рис. 7).

Результаты термолюминесцентных и газохроматографических исследований кварца

Химический состав проб изучался методом ИСП-МС из навески 10 г на основные элементы-спутники золота (табл. 2). Целесообразно рассматривать его в сравнении с составом неизменённых вмещающих пород, который был изучен в ходе ранее выполненных работ. В целом для рудных проб относительно неизменённых пород характерны повышенные содержания Cu, Mo, Ag, Te, Bi, As. Необходимо отметить, что повышенные значения Cu, Te, Bi нередко наблюдаются и в самородном золоте. Результаты термолюминесценции и газовой хроматографии кварца с учётом ранее полученных данных по Кизасской площади не позволяют говорить о каких-либо специфических характеристиках рудного и нерудного кварца. В целом по своим параметрам кварц соотносится с так называемым «метаморфогенным» кварцем (табл. 3).

Обсуждение результатов

Пробы для определения возраста представлены кварцевыми жилами, характеризующими как золотоносный, так и незолотоносный кварц Кизасского рудного поля. В дополнение к ранее изученной в 2017 г. пробе золотоносного кварца 309 с участка г. Троицкой Кизасской площади [8] нами было исследовано ещё пять проб кварца. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования показаны в таблице ниже; к сожалению, использование метода ограничи-

валось в целом незначительными объёмами серицита-мусковита на изучаемой площади (при его заметном в целом распространении). По этой причине не удалось, в частности, датировать жилы разной ориентировки.

Состав исследованных фаз – мусковит, мусковит с парагонитом; принадлежность слюд определялась методом рентгенофазового анализа. Мусковит представлен как крупночешуйчатыми выделениями, так и тонкочешуйчатыми агрегатами (серицитом), в ассоциации с парагонитом он также представлен тонкочешуйчатой разновидностью.

По результатам изучения шлифов можно отметить, что процесс кристаллизации гидротерм в кварцевых жилах тоже является как минимум двухстадийным, с отложением основной массы кварца и пирита в начале, тонких прожилков кварца с серицитом, серицит-Fe-карбонат-кварцевых агрегатов на завершающей стадии. В целом серицит более поздний по отношению к пириту и, соответственно, золоту-I в пирите. Предположительно, отложение самородного свободного золота-II связано как раз с более поздней ассоциацией минералов серицита-Fe-карбоната-кварца.

Минеральный состав золотоносного кварца весьма простой: рудные минералы представлены пиритом и халькопиритом, в единичном случае в сростаниях с рудным золотом установлены мелкие выделения пирротина, галенита, тетрадимита (проба 309-1). В двух пробах (К-205-689, 309) золото зафиксировано как в самородном виде (позднее золото-II), так и виде мелких и тонких выделений в пирите (раннее золото-I), то есть очевидно как минимум двухстадийное отложение золота в самих жилах. В пробе 309 пробность золота-I в среднем составляет 943,8 ‰, у самородного золота-II – 945,6 ‰, в качестве примесей установлены серебро, медь, висмут и теллур. Пробность самородного золота-II в пробе К-205-689-1 составляет 871,6 ‰, отмечаются примеси серебра, меди и теллура. Учитывая территориальную близость расположения этих проб, различия в пробности золота и возрасте серицита этих проб, можно предположить их принадлежность к раз-

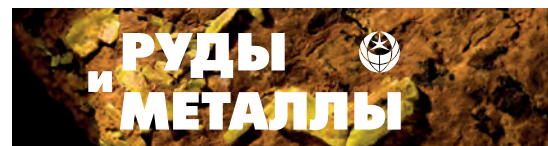


Табл. 2. Результаты ИСП-МС анализа проб кварца с серицитом

Table 2. Results of the ICP-MS analysis of quartz samples with sericite

№	Элемент	Вмещающие неизменённые породы*	№ пробы				
			К-206-255-1	К-206-255-2	К-205-689-1	309	К-20-04-1
1	Be	0,60	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
2	P	665	<100	<100	<100	<100	<100
3	V	241	12,5	36,5	6,44	36,7	3,01
4	Cr	16	115,2	148	234	30,6	184
5	Mn	732	188	455	106	534	93,7
6	Fe	36 384	14 636	15 347	12 099	23 253	12 002
7	Co	13	2,73	5,93	2,42	3,81	1,48
8	Ni	10	15,6	15,7	23,6	4,28	17,7
9	Cu	29	1 008	206	832	130	12,8
10	Zn	69	14,8	15,2	17,1	18,6	2,01
11	As	7	6 167	3,60	2,06	7052	1,16
12	Se	0,45	3,44	<0,1	<0,1	4,05	<0,1
13	Nb	0,38	0,13	0,24	0,40	0,11	0,28
14	Mo	0,21	6,88	14,7	25,1	0,64	14,1
15	Ag	0,05	2,25	0,21	1,64	3,05	0,0103
16	Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
17	Sn	0,68	1,02	0,16	0,35	0,19	0,28
18	Sb	1,43	24,6	1,41	3,05	21,0	0,14
19	Te	0,08	2,67	0,11	2,25	0,58	<0,01
20	Hf	0,88	<0,1	0,14	<0,1	0,16	<0,1
21	W	0,24	1,01	0,50	0,67	0,51	0,55
22	Au	0,001	0,42	0,011	1,50	56,9	0,012
23	Pb	5,71	2,09	1,56	1,95	5,29	0,19
24	Bi	0,05	2,27	0,101	2,30	<0,1	<0,1

Примечание. * – медианные значения приведены для неизменённых пород шаманской свиты (алевролитов, сланцев и песчаников) методом ИСП-МС из навески 10 г. Полужирным выделены элементы, содержания которых в пробах существенно выше по сравнению с неизменёнными породами.

ным хронологическим этапам формирования (поздний девон и ранний карбон). Примечательно, однако, что в обоих пробах, относящихся к разным этапам, золото отлагалось в две стадии: раннее – в пирите, позднее – в свободной форме. Необходимо отметить, что для объекта в целом доля золота в сульфидах весьма незначительная. Так, по данным фазового анализа технологических проб, отобранных АО «Сибирское ПГО», доля золота в сульфидах не превышает 2 %. Поэтому ран-

нее золото-I не вносит большого вклада в золотосодержание руд.

В целом для золотосодержащего кварца по сравнению с относительно неизменёнными вмещающими породами характерны повышенные содержания Cu, Mo, Ag, Te, Bi, As. Необходимо отметить, что повышенные значения Cu, Te, Bi нередко наблюдаются и в самородном золоте. Результаты термолюминесценции и газовой хроматографии кварца с учётом ранее полученных данных по Кизасской площади

Табл. 3. Результаты термолюминесценции и газовой хроматографии проб кварца

Table 3. Results of the thermoluminescence and gas chromatography of quartz samples

№ пробы	$T_1, ^\circ\text{C}$	$I_1, \text{y. e.}$	$T_2, ^\circ\text{C}$	$I_2, \text{y. e.}$	Содержание газов, cm^3/kg		
					H_2O	CO_2	CH_4
309-1	-	0,8	285	8	1880	1,1	1,6
309-2	-	0,7	285	6	3220	1,2	4,0
K-205-689-1	249	10	302	7	520	28,5	0,9
K-205-689-2	249	15	301	7	800	33,1	0,6
K-206-255-1	250	14	-	-	576	10,9	0,1
K-206-255-2	249	15	303	10	230	8,6	0,2
K-20-04-1	-	-	310	14	270	5,2	0,8
K-20-70-1	250	14	-	-	1530	39,7	1,0

не позволяют говорить о каких-либо специфических характеристиках рудного и нерудного кварца.

Выводы

Как уже отмечалось выше, Кизасское рудное поле и Шаманский рудный узел имеют в целом амагматичное строение. За пределами рудного узла магматизм проявлен в ареале распространения пород верхне- и нижнемонской свиты, в юго-восточном направлении от рудного узла, в сторону Джебашской зоны смятия (около 6 км от кромки Кизасского рудного поля). Здесь в значительном количестве фиксируются силлообразные тела метабазо-диабазов субвулканического комплекса раннего кембрия, плагиогранит-порфиры майнского комплекса раннего кембрия, дайки альбитит-порфиры и габброидов лысогогорского комплекса позднего силура.

Проведённое методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование доказывает средне-позднедевонский–раннекарбоновый возраст формирования кварцевых жил Кизасского рудного поля, в т. ч. золото-сульфидно-кварцевых жил. С учётом ранее полученных датировок верхняя граница формирования золотоносных кварцевых жил определяется низами нижнего карбона. Таким образом, можно полагать, что формирование обильной кварцево-жильной и прожилковой минерализации происходило в период со среднего девона по ранний карбон, то есть свя-

зано с девонским этапом тектоно-магматической активизации региона и не связано, как это предполагалось ранее, с известными в обрамлении рудного узла интрузивными комплексами. Поскольку в рудном узле и его обрамлении отсутствуют интрузивные комплексы этого возраста, источник кремнезёма имеет, возможно, глубинный характер. Пока сложно говорить, являлся ли он также источником рудного вещества.

Намечается определённая связь между возрастом кварцевых жил и степенью их золотоносности: чем моложе жилы, тем они более золотоносные; самые древние жилы характеризуются более низкими содержаниями золота. Однако это предположение требует дополнительной проверки.

Полученные данные существенно дополняют имеющиеся сведения о последовательности формирования золотого оруденения Кизасского рудного поля, подтверждают его полихронное формирование и указывают на важность среднедевонско-раннекарбонового возрастного этапа для формирования золоторудного потенциала Шаманского рудного узла [1, 3, 4, 6, 8]. Жилы север-северо-западного направления, часто с высоким содержанием золота до первых десятков г/т, даже при небольшой мощности и длине по простиранию и падению могут вносить существенный вклад в ресурсную базу. Значимость этих жил подчёркивается аномальной россыпной золотоносностью

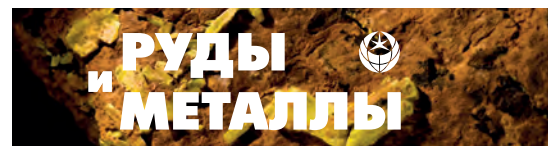


Табл. 4. Обзорная характеристика проб кварца Кизасской площади на $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ изотопное датирование по серициту

Table 4. Overview of quartz samples from the Kizas area for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating on sericite

№ пробы	РФА слюды	Возраст, млн лет	Характеристика точки, интервал отбора	Содержание Au, г/т	Знаки Au, минералогический анализ
309	Мусковит, парагонит	интегр. $350,8 \pm 5,3$; плато $359,5 \pm 5,5$ (C_1)	Участок Троицкий, вершина г. Троицкой, шурф Ш1-068. 2017 г.	56,9***	>100
K-205-689	Мусковит	плато $373,5 \pm 4,0$ (D_3)	Участок Троицкий, канава К-206, пикет 689. Отвалы зачистки канавы (элювиально-делювиальные отложения). 2022 г.	3,24**	25
K-206-255-1	Мусковит	плато $389,9 \pm 4,3$ (D_2)	Участок Троицкий, канава К-206, пикет 255,5. Коренные. 2022 г.	0,42***	1
K-206-255-2	Мусковит, парагонит	плато $382,5 \pm 4,3$ (D_{2-3})	Участок Троицкий, канава К-206, пикет 255,5. Коренные. 2022 г.	0,008* 0,011***	н/о
K-20-04-1	Мусковит	плато $390,1 \pm 4,2$ (D_2)	Пересечение грунтовой дороги с канавой Т-24. Левый борт лога руч. Спиридоновского. Отвалы зачистки траншеи. 2020 г.	<0,005*	н/о
K-20-70-1	Мусковит	плато $391,5 \pm 4,2$ (D_2)	Верховья реки Левый Кизас, склон левого борта крайнего левого ответвления Левого Кизаса. Делювий. 2020 г.	–	–

Примечание: * – химико-спектральный анализ; ** – пробирно-атомно-абсорбционный; *** – ИСП-МС анализ из навески 10 г; н/о – не обнаружено; «–» – проба не анализировалась из-за незначительных размеров.

в долинах рек, ориентированных в таком же север-северо-западном направлении.

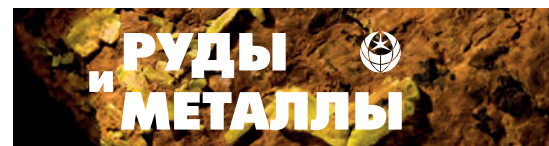
Выполненные исследования способствуют пониманию генетических аспектов формирования золотого оруденения Шаманского рудного узла, их результаты могут быть использованы для целей прогноза и поисков на аналогичных и сходных территориях Алтае-Саянского региона, где рудная золотоносность не имеет очевидной связи с интрузивными

очагами. Полученные данные существенно меняют представления о металлогении и хронологии оруденения не только Кизасско-Анзасского рудного района, но Алтае-Саянского региона в целом.

Авторы глубоко признательны за помощь в работе над публикацией и ценные рекомендации Е. А. Наумову, С. Г. Кряжеву, Н. Н. Поздняковой, Л. В. Шатиловой, Т. П. Zubовой, М. П. Брысину, И. В. Арсентьевой, Д. А. Сорокину.

Список литературы

1. Арсентьева И. В., Брысин М. П., Черных А. И., Гвоздева И. А. Перспективы золотоносности Анзас-Кизасской площади (Республика Хакасия) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов : VIII Международная научно-практическая конференция ... : сборник тезисов докладов. – М. : ЦНИГРИ, 2018. – С. 40–41.
2. Коньшев В. О., Горелов А. Г. Информационно-методические аспекты прогноза крупнообъемных месторождений с бонанцами золота в золотороссыпных районах Алтае-Саянской провинции // Геоинформатика. – 2016. – № 3. – С. 17–28.
3. Окулов А. В., Черных А. И., Сорокин Д. А., Позднякова Н. Н., Кряжев С. Г., Прохорова М. А. Минералого-геохимическая характеристика золотого оруденения Кизасского рудного поля (Республика Хакасия) // XXIX Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа – 2023». Сборник статей ... – Екатеринбург : Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого УрО РАН, 2023. – С. 142–144.
4. Окулов А. В., Черных А. И. Возраст формирования руд и кварцевых жил Кизасского рудного поля (Шаманский рудный узел, Западный Саян) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования // Сборник тезисов докладов XIV Международной научно-практической конференции «Геология, прогноз, поиски и оценка месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». – М. : ЦНИГРИ, 2025. – С. 317–320.
5. Травин А. В., Юдин Д. С., Владимиров А. Г., Хромых С. В., Волкова Н. И., Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западно-Прибайкалье) // Геохимия. – 2009. – № 11. – С. 1181–1199.
6. Черных А. И., Окулов А. В., Арсентьева И. В., Кряжев С. Г., Позднякова Н. Н. Золотоносность Шаманского рудного узла Кизас-Анзасского рудного района (Республика Хакасия) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов : XI Международная научно-практическая конференция ... : сборник тезисов докладов. – М. : ЦНИГРИ, 2022. – С. 243–246.
7. Черных А. И., Окулов А. В., Арсентьева И. В., Лейбгам П. Н. Золотосодержащее колчеданно-полиметаллическое оруденение Кизас-Анзасского рудного района (Республика Хакасия) // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов : X Международная научно-практическая конференция ... : сборник тезисов докладов. – М. : ЦНИГРИ, 2021. – С. 238–240.
8. Черных А. И., Окулов А. В., Кряжев С. Г., Арсентьева И. В. Геологическое строение и золотоносность Шаманского рудного узла Алтае-Саянской складчатой области (Республика Хакасия) // Руды и металлы. – 2022. – № 4. – С. 54–77. – doi: 10.47765/0869-5997-2022-10022.
9. Ячевский Л. Геологические наблюдения в районе золотых промыслов по р. Большому Кызасу // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район. Вып. 8. – СПб., 1909. – С. 1–27.
10. Baksi A. K., Archibald D. A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // Chemical Geology. – 1996. – V. 129. – P. 307–324. – doi: 10.1016/0009-2541(95)00154-9.



References

1. Arsent'eva I. V., Brysin M. P., Chernykh A. I., Gvozdeva I. A. Perspektivy zolotonosnosti Anzas-Kizasskoi ploschadi (Respublika Khakasiya) [Gold potential prospects of the Anzas-Kizas area (Republic of Khakassia)]. In: Nauchno-metodicheskie osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdenii almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov : VIII Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya : sbornik tezisov dokladov [Scientific and methodological foundations for forecasting, prospecting, and evaluating deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals: VIII International scientific and practical conference, collection of abstracts], Moscow, TSNIGRI, 2018, pp. 40–41.
2. Konyshov V. O., Gorelov A. G. Informatsionno-metodicheskie aspekty prognoza krupnoob'emnykh mestorozhdenii s bonantsami zolota v zolotorosypnykh raionakh Altae-Sayanskoi provintsii [Information and methodological aspects of forecasting large-volume deposits with gold bonanzas in gold placer regions of the Altai-Sayan province], *Geoinformatika* [Geoinformatics], 2016, No 3, pp. 17–28. (In Russ.)
3. Okulov A. V., Chernykh A. I., Sorokin D. A., Pozdnyakova N. N., Kryazhev S. G., Prokhorova M. A. Mineralogo-geokhimicheskaya kharakteristika zolotogo orudneniya Kizasskogo rudnogo polya (Respublika Khakasiya) [Mineralogical and geochemical characteristics of gold mineralization of the Kizas ore field (Republic of Khakassia)]. In: XXIX Vserossiiskaya nauchnaya konferentsiya «Ural'skaya mineralogicheskaya shkola – 2023». Sbornik statei [XXIX All-Russian Scientific Conference “Ural Mineralogical School 2023”. Collection of articles], Ekaterinburg, The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of UB of RAS, 2023, pp. 142–144.
4. Okulov A. V., Chernykh A. I. Vozrast formirovaniya rud i kvartsevykh zhil Kizasskogo rudnogo polya (Shamanskii rudnyi uzel, Zapadnyi Sayan) po dannym $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ izotopnogo datirovaniya [Age of formation of ores and quartz veins of the Kizas ore field (Shamansky ore cluster, Western Sayan) according to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotope dating]. In: Sbornik tezisov dokladov XIV Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii «Geologiya, prognoz, poiski i otsenka mestorozhdenii almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov» [Collection of abstracts of reports of the XIV International scientific and practical conference “Geology, forecast, prospecting and evaluation of deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals”], Moscow, TSNIGRI, 2025, pp. 317–320.
5. Travin A. V., Yudin D. S., Vladimirov A. G., Khromykh S. V., Volkova N. I., Mekhonoshin A. S., Kolotilina T. B. Termokhronologiya Chernorudskoi granulitovoi zony (Ol'khonskii region, Zapadnoe Pribaikal'e) [Thermochronology of the Chernorudskaya granulite zone (Olkhon region, Western Baikal region)], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2009, No 11, pp. 1181–1199. (In Russ.)
6. Chernykh A. I., Okulov A. V., Arsent'eva I. V., Kryazhev S. G., Pozdnyakova N. N. Zolotonosnost' Shamanskogo rudnogo uzla Kizas-Anzasskogo rudnogo raiona (Respublika Khakasiya) [Gold potential of the Shaman ore cluster of the Kizas-Anzas ore region (Republic of Khakassia)]. In: Nauchno-metodicheskie osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdenii almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov : XI Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya : sbornik tezisov dokladov [Scientific and methodological foundations for forecasting, prospecting, and evaluating deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals: XI International scientific and practical conference, collection of abstracts], Moscow, TSNIGRI, 2022, pp. 243–246.
7. Chernykh A. I., Okulov A. V., Arsent'eva I. V., Leibgam P. N. Zolotosoderzhashchee kolchedanno-polimetallicheskie orudnenie Kizas-Anzasskogo rudnogo raiona (Respublika Khakasiya) [Gold-bearing pyrite-polymetallic mineralization of the Kizas-Anzas ore region (Republic of Khakassia)]. In: Nauchno-metodicheskie osnovy prognoza, poiskov, otsenki mestorozhdenii almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov : X Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya : sbornik tezisov dokladov [Scientific and methodological foundations for forecasting, prospecting, and evaluating deposits of diamonds, precious and non-ferrous metals: X International scientific and practical conference, collection of abstracts], Moscow, TSNIGRI, 2021, pp. 238–240.
8. Chernykh A. I., Okulov A. V., Kryazhev S. G., Arsent'eva I. V. Geologicheskoe stroenie i zolotonosnost' Shamanskogo rudnogo uzla Altae-Sayanskoi skladchatoi oblasti (Respublika Khakasiya) [Geological structure and gold prospectivity of the Shamansky ore cluster of the Altai-Sayan folded

region (Republic of Khakassia)], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2022, No 4, pp. 54–77. (In Russ.) DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10022.

9. Yachevskii L. Geologicheskie nablyudeniya v raione zolotykh promyslov po r. Bol'shomu Kyzasu [Geological observations in the area of gold mines along the Bolshoi Kyzas River]. In: Geologicheskie issledovaniya v zolotonosnykh oblastiakh Sibiri. Eniseiskii zolotonosnyi raion. Vyp. 8 [Geological studies in the gold-bearing regions of Siberia. Yenisei gold-bearing region. Issue 8], St. Petersburg, 1909, pp. 1–27.
10. Baksi A. K., Archibald D. A., Farrar E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards, *Chemical Geology*, 1996, Vol. 129, pp. 307–324. DOI: 10.1016/0009-2541(95)00154-9.

Окулов Алексей Вячеславович (okulov@tsnigri.ru)

кандидат геолого-минералогических наук,
начальник отдела благородных металлов ¹

Черных Александр Иванович

кандидат геолого-минералогических наук,
директор департамента региональных работ и перспективного развития ²

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ), г. Москва, Россия

² ООО «УК Полюс», г. Москва, Россия

Okulov Aleksei Vyacheslavovich (okulov@tsnigri.ru)

PhD in Geological and Mineralogical Sciences,
Head of the Precious Metals Department ¹

Chernykh Aleksandr Ivanovich

PhD in Geological and Mineralogical Sciences,
Director of the Department of Regional Work and Strategic Development ²

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

² Management Company Polyus LLC, Moscow, Russia

Богунаевское месторождение золота в неоархейских гнейсах Южно-Енисейского кряжа

Перепечко К. А., Сазонов А. М., Шведов Г. И.

Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

Аннотация. Рассмотрены геохронология метаморфизма, магматизма и золоторудообразование Богунаевского месторождения золото-кварц-сульфидного типа с ресурсами золота около 32,6 т в неоархейской гнейсовой толще Енисейского кряжа. В процессе эксплуатации (1936–1951 гг.) на месторождении добыто 2,3 т металла. Золоторудные тела Богунаевского месторождения пирит-полиметаллически-теллуридного минерального типа расположены среди неоархейских гнейсов с возрастом 2,4–2,7 млрд лет. Гранулитогнейсы кузеевской толщи изначально были обогащены золотом с превышением кларка в 2,5–4 раза. Неоднократный диафорез вмещающих пород, мигматизация, чарнокитообразование (в интервале 1900–450 млн лет) привели к перераспределению металла и концентрированию его в продуктах низкотемпературных метаморфитов и жильно-вкрапленных рудных гидротермалитах.

Низкий промышленный потенциал Богунаевского месторождения золота в сравнении с зарубежными представителями этого промышленного типа объясняется рядом причин. Во вмещающей толще руд Богунаевского месторождения отсутствуют коматиитовые лавы (главный продуцент золота), типичные для литостратиграфических разрезов неоархейских зеленокаменных поясов Северной Америки, Африки, Австралии, Индии. Кроме того, золоторудный процесс в Южно-Енисейском кряже среди гранулитогнейсов неоархея проявился в каледонское время (540–450 млн лет) в период становления в рудном районе гранитоидного интрузива (521–374 млн лет), что отличает этот процесс от неоархейского золоторудогенеза упомянутых зеленокаменных поясов.

Ключевые слова: неоархей, геохронология, золоторудообразование, золото-кварц-полиметаллически-теллуридный минеральный тип, промышленный потенциал.

Для цитирования: Перепечко К. А., Сазонов А. М., Шведов Г. И. Богунаевское месторождение золота в неоархейских гнейсах Южно-Енисейского кряжа. Руды и металлы. 2026. № 3. С. 83–106. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10015.

Bogunay gold deposit in Neoarchean gneisses of the South Yenisei Ridge

Perepechko K. A., Sazonov A. M., Shvedov G. I.

Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

Abstract. The paper considers the geochronology of metamorphism, magmatism, and gold ore formation at the Bogunay gold-quartz-sulfide deposit with the gold resource of approximately 32.6 t, localized in the Neoarchean gneisses of the Yenisei Ridge. During its operation (1936–1951), 2.3 t of the metal were extracted. Gold ore bodies of the Bogunay deposit of the pyrite-polymetallic-telluride mineral type occur among Neoarchean gneisses aged 2.4–2.7 Ba. The granulite-gneiss of the Kuzeyeva Sequence were initially enriched in gold, exceeding the geochemical clark by 2.5–4 times. Repeated diaphthoresis of the host rocks, migmatization, and charnockite formation (in the time interval of 1900–450 Ma) caused redistribution of the metal with its concentration in products of the low-temperature metamorphism and in vein-disseminated hydrothermal mineralization.

The low industrial potential of the Bogunay gold deposit, compared to foreign representatives of this industrial type (500–1000 t), is explained by a number of factors: the host rocks of the Bogunay ore deposit lack komatiite lavas (the main gold producer) typical of lithostratigraphic sections of Neoarchean greenstone belts of North America, Africa, Australia, and India. In addition, the gold ore-forming process in the South Yenisei Ridge among Neoarchean granulite-gneisses took place in the Caledonian time (540–450 Ma ago), during emplacement of a granitoid intrusion in the ore region (521–374 Ma), which distinguishes it from the Neoarchean gold ore genesis in the above mentioned greenstone belts.

Keywords: Neoarchean, geochronology, gold ore formation, gold-quartz-polymetallic-telluride mineral type, industrial potential.

For citation: Perepechko K. A., Sazonov A. M., Shvedov G. I. Bogunay gold deposit in Neoarchean gneisses of the South Yenisei Ridge. Ores and metals. 2026. No. 3. pp. 83–106. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10015.



Введение

Богунаевское месторождение расположено в Рыбинском районе Красноярского края в 25 км севернее г. Зеленогорск, с которым связано шоссейной дорогой. Золотоносные кварцевые жилы в бассейне р. Богунай обнаружены А. С. Хоментовским в 1934–1935 гг. в процессе геологической съёмки архейских толщ юго-восточной части Южно-Енисейского края (ЮЕК) масштаба 1 : 500 000.

Золоторудные проявления в зеленокаменных поясах щитов обязаны повышенным вниманием к себе гигантскими запасами и высокими содержаниями золота. Они составляют основу золотодобывающей промышленности Австралии, Канады, Центральной Африки [25–31]. Месторождения этого типа имеют неархейский возраст (2,7–2,4 млрд лет). Руды относятся к теллуридному золото-кварцевому типу с различным содержанием сульфидов. Наиболее тесная связь золота с пиритом. Золото в составе теллуридов и самородное свободное, часто тонкое и мелкое. Обильная теллуридная минерализация и электрум содержатся в кварц-полисульфидных образованиях. Характерной особенностью руд является подчинённое количество арсенопирита, но при его присутствии в рудах устанавливается повышенная золотоносность.

Цель статьи заключается в рассмотрении и выявлении особенностей строения, состава и изотопного возраста вмещающих толщ и руд, условий образования источников золота Богунаевского месторождения золота.

Методы лабораторных исследований

Лабораторные исследования проведены на эталонных образцах коллекции пород и руд месторождений Богунаевское и Кузеевское, береговых обнажений р. Кан профессора А. М. Сазонова (1982–2020), доцента Г. И. Шведова, студента СФУ А. С. Горина и аспиранта СФУ К. А. Перепечко (2024–2025).

Электронно-микроскопическое изучение состава минералов и структур агрегатов руд месторождения выполнено на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega III SBH с интегрированной системой энергодисперсионного микроанализа Oxford X-Act в лаборатории R&D центра «Норникель» ИЦМ СФУ (операторы Б. М. Лобастов и С. А. Сильянов). Химический состав золотин определялся с пределом обнаружения 0,5 мас. %.

Изотопы U, Th, Pb в цирконах анализировались в лаборатории Музея минералогии и геологии (г. Дрезден) с помощью масс-спектрометра LA-SF-ICP-MS (аналитик У. Линнеманн). Нормирование результатов проводилось по сертифицированным данным международного стандартного образца GJ-1, разработанного Национальным ключевым центром по геохимической эволюции и металлогении континентов Австралийского исследовательского совета (ARC GEMOC).

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Построение изохронных зависимостей и вычисление возраста исследованных пород, а также первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и параметра ε_{Nd} осуществлялось по программе ISOPLOT с использованием следующих значений констант: $\lambda_{^{87}\text{Rb}} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{^{147}\text{Sm}} = 6,54 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}) = 0,512636$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}) = 0,1967$ [1, 2].

При расчётах вводились следующие значения относительных погрешностей определения Rb-Sr и Sm-Nd данных: 0,5 % – для отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, 0,5 % – для отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, 0,01 % – для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0,005 % – для отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Определение параметра ε_{Nd} производилось с точностью $\pm 0,5$.

Результаты и обсуждение исследований

Геология района. Ангаро-Канский выступ докембрийской складчатой области, представляющий собой гранито-гнейсовый купол северо-западного простирания, сложен архей-раннепротерозойскими метаморфическими и интрузивными магматическими образованиями (рис. 1) [7, 8, 22]. Раннепротерозойские толщ со стратиграфическим и в северной части региона угловым несогласием залегают на гнейсах архея. За пределами ЮЕК в локальных впадинах раннедокембрийские образования

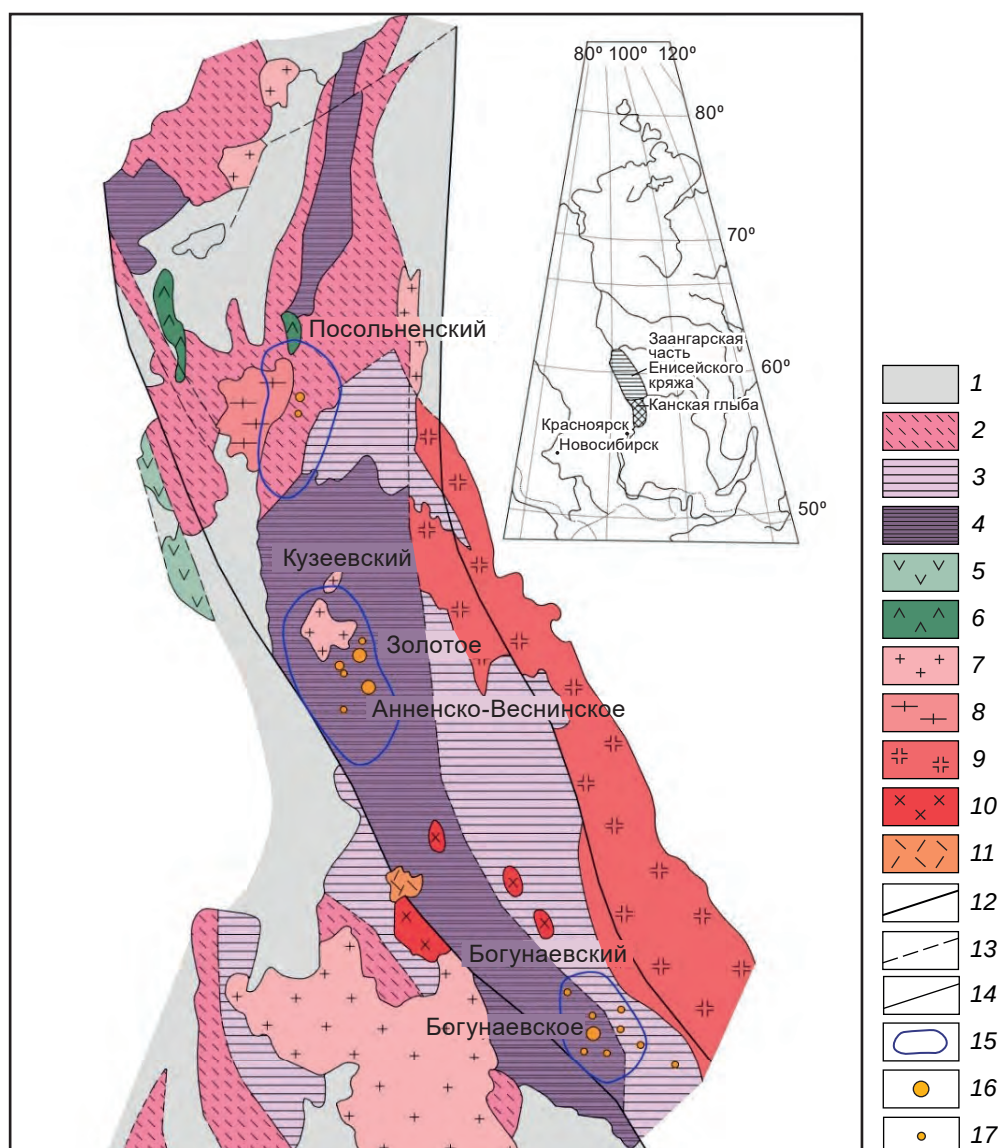


Рис. 1. Схема геологического строения Канской глыбы:

1 – протерозойские и фанерозойские отложения; 2 – енисейская (веснинская) серия; 3, 4 – канская серия: 3 – атамановская толща, 4 – кузеевская толща; 5, 6 – метабазиты: 5 – ярлычихинского комплекса, 6 – кимбирского комплекса; 7–10 – гранитоиды: 7 – татарско-аяхтинского и более молодых комплексов, 8 – посольненского комплекса, 9 – Таракского массива, 10 – архейского возраста; 11 – вулканы и гипабиссальные образования Северинской депрессии; 12 – глубинные разломы; 13 – дизъюнктивы низших порядков; 14 – геологические границы; 15 – золоторудные узлы и их названия; 16 – месторождения золота; 17 – рудопоявления золота

Fig. 1. Schematic map showing geological structure of the Kan Block:

1 – Proterozoic and Phanerozoic deposits; 2 – Yenisei (Vesnina) Series; 3, 4 – Kan Series: Atamanovo (3) and Kuzeyeva (4) sequences; 5, 6 – metabasites: Yarlychikha (5) and Kimbir (6) complexes; 7–10 – granitoids: Tatar-Ayakhta and younger suites (7), Posolsnensky Suite (8), Tarak massif (9), Archean (10); 11 – volcanics and hypabyssal formations of the Severninsky depression; 12 – deep-seated faults; 13 – lower-order disjunctives; 14 – geological boundaries; 15 – gold ore clusters and their names; 16 – gold deposits; 17 – gold occurrences

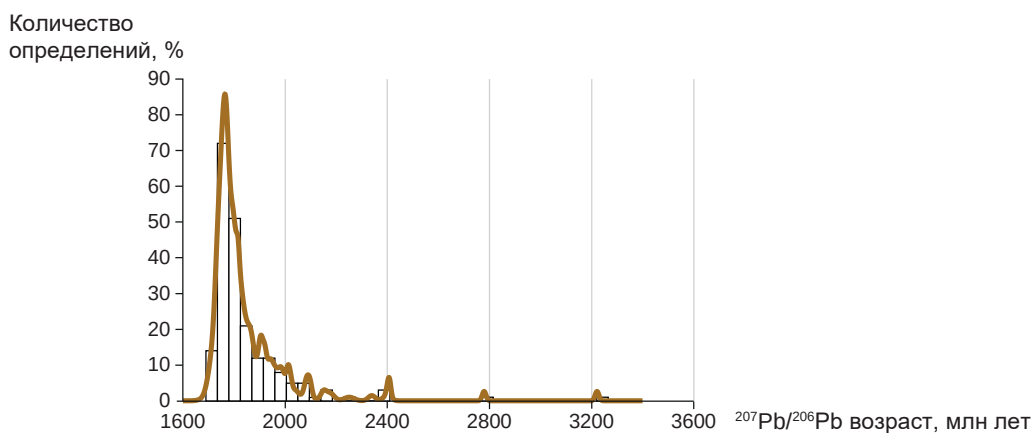


Рис. 2. Обобщённая возрастная вероятность для образцов гиперстеновых, кордиеритовых и гранатовых гнейсов канского метаморфического комплекса

Fig. 2. Generalized age probability for specimens of the hypersthene, cordierite, and garnet gneisses from the Kan metamorphic complex

перекрыты угленосными осадками юрского времени.

Гнейсы архея канского метаморфического комплекса, регионально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации метаморфизма, разделены (снизу вверх) на кузеевскую и атамановскую метаморфические серии. Кузеевскую метасерию составляют существенно гиперстеновые, гранат-гиперстеновые плагиогнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы, имеющие в средней части разреза горизонты гранат-двуполевошпатовых, а в верхней – кордиеритсодержащих разновидностей гнейсов. В составе атамановской метасерии доминируют силлиманит-гранат-кордиеритовые и гранат-биотитовые гнейсы и биотит-кордиеритовые кристаллические сланцы. Реконструкция состава гнейсов на диаграмме А. А. Предовского показывает принадлежность исходных пород к магнезиально-железистым туффитам и малоглинистым грауваккам [20]. Видимая мощность канского метаморфического комплекса 4000–4500 м. Граница между сериями проводится условно по уменьшению содержания гиперстена в породообразующих количествах в кузеевской метасерии и появлению кордиерита в породообразующих количествах – в атамановской. Архейский возраст комплекса определён по монацитам из чарнокитов 4100 ± 200 млн лет

[6], а по согласованным данным свинцово-изохронного и рубидий-стронциевого методов составляет около 2600 млн лет.

Результаты геохронологических изотопных исследований цирконов из гнейсов канского метаморфического комплекса, выполненных У. Линнеманном в лаборатории геохронологии Музея минералогии и геологии (г. Дрезден) на материалах из коллекции авторов, отражены на рис. 2. Они указывают на начало кристаллизации циркона на рубеже 3221 ± 15 млн лет назад (в палеоархее) и последующие неоднократные изменения U-Pb системы вплоть до раннего протерозоя (1832 млн лет назад). Эти данные позволяют считать возможной метаморфическую природу части зёрен, при этом нельзя исключить аллохтонный характер некоторых зёрен, особенно с редкой встречаемостью [20].

Расчёт модельного возраста по распределению изотопов Sm и Nd в валовых пробах гнейсов и входящим в их состав гранату и пироксену подтверждает древний возраст их исходного субстрата (табл. 1). Значения $T(DM)$ варьируют в пределах 2,4–2,7 млрд лет, что вполне соответствует результатам абсолютного датирования детритовых цирконов в гранулитах Ангаро-Канского выступа – 2700 ± 180 млн лет [1, 2], 2,7–2,3 млрд лет [24]. В то же время модельный возраст собственно гра-

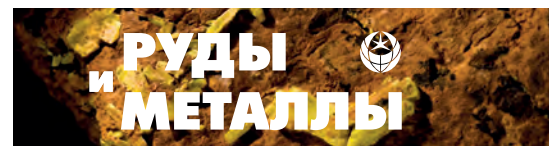


Табл. 1. Распределение изотопов Sm и Nd в валовых пробах гнейсов и входящих в их состав гранате и пироксене

Table 1. Distribution of Sm and Nd isotopes in bulk samples of the gneisses and in their constituent garnet and pyroxene

Образец	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T(DM), млн лет
14-1 wr гранат-ортоклазовый	9,818	55,380	0,1072	0,511428	2453
14-1 grt H_2SO_4	2,673	0,548	2,9620	0,529691	917
43 wr чарнокит	1,624	11,410	0,0860	0,511299	2200
43-2 grt	1,681	3,680	0,2761	0,511971	
49 wr гиперстен-ортоклазовый	4,680	25,540	0,1107	0,511518	2405
49-2 grt	2,070	1,349	0,9292	0,518588	1158
50 wr двупироксеновый	10,480	55,200	0,1148	0,511514	2509
50-2 grt	3,256	4,196	0,4692	0,513294	
50-4 px	3,732	17,390	0,1297	0,511672	2667
44 wr гранат-гиперстеновый	2,076	10,660	0,1177	0,511570	2496
44-2 grt	4,230	1,373	1,8690	0,530503	1595
48 wr гранат-ортоклазовый	12,990	71,520	0,1098	0,511490	2424
48-2 grt	5,306	2,523	1,2730	0,518703	800

Примечание. wr – валовые пробы гнейсов, grt – гранат, px – пироксен.

натов имеет отчётливую тенденцию к омоложению со значениями 0,8–1,2 млрд лет. Этот аспект может иметь важное значение для интерпретации самой природы граната – индикатора метаморфических и ультраметаморфических преобразований древних гнейсов в периоды неоднократной мигматизации.

Возраст толщи вмещающих пород месторождений золота в ЮЕК (Богунаевское, Кузевское) – 2,7–2,4 млрд лет – частично совпадает с возрастом вмещающих пород месторождений золота в неоархейских толщах золоторудных регионов Канады (месторождения Канадский Малартик, Поркьюпайн, Хемло), Танзании (месторождения пояса Гейта), Конго (месторождения района Кибали), Австралии (месторождения региона Калгурли, юго-запада кратона Йилгарн), – 2,7–2,64 млрд лет [25–32]. С этого периода в континентальной коре Земли начинается промышленная рудогенерация золота.

К интрузивным породам архея относятся ультрамафит-мафиты кимбирского комплекса (NA-PP, по А. Э. Исоху и др. [4]), представленного дифференцированными разностями от дуни-тов, перидотитов до габбро-норитов и габбро-

до анортозитов. Среди пород атамановской метасерии они встречаются значительно реже в виде маломощных послойных тел метагэбброидов. По последним данным [4], породы Зимовейнинского массива, эталона комплекса, образовались в интервале 576–546 млн лет назад. Среди неоархейских гнейсов развиты пластовые тела чарнокитов богунайского комплекса (2,7–2,6 млрд лет) и ортоклазовые гранитоиды берёзовского комплекса (2,55 млрд лет) [10]. Контакты интрузивных образований с вмещающими гнейсовыми толщами неоархея расплывчатые с постепенными переходами.

На восточном фланге Ангаро-Канского выступа расположен Таракский массив гранитоидов палингенно-анатектического типа, сформировавшийся в эпоху мощной гранитизации на рубеже архея и раннего протерозоя. Ультраметаморфизм таракского времени (1850–1890 млн лет [10]) в пределах площади выразился в проявлениях наложенной на гнейсы инъекционной мигматизации.

Позднее произошло внедрение Нижнеканского двухфазного интрузива. Первая фаза представлена диоритами, тоналитами, грано-

диоритами, биотит-амфиболовыми плагиогранитами, вторая – биотитовыми и биотитомусковитовыми порфиробластическими гранитами. К-Ag определения по микроклину порфиробластов гранита – 374–396 млн лет, по валовым пробам гранитов – 521 млн лет. На севере региона, в районе Кузеевского месторождения золота, обнажается Белогорская интрузия гранитов, одновозрастная нижнеканским гранитам. U-Pb абсолютный возраст по циркону из гранит-порфира – $437,8 \pm 4,1$ млн лет (определение выполнено У. Линнеманном).

Приблизительно в 10 км северо-западнее Богунаевского месторождения в стержневой области Приенисейского разлома закартирован Севернинский палеовулкан раннетриасового возраста [22]. В составе вулканической постройки принимают участие дайки лимбургитов, трахидолеритов (243 млн лет), гипабиссальных щелочных сиенитов (222, 225 и 235 млн лет), гранит-порфиров, щелочных гранитов (225 млн лет), лавовые покровы трахириолитов, риолитов (255 млн лет) и игнибритов. Абсолютные датировки получены по материалам К-Ag исследования валовых проб авторской коллекции в изотопной лаборатории ИГМ СО РАН и в процессе камеральных работ групповой геологической съёмки масштаба 1 : 50 000 [21]. Позднее В. А. Верниковским с соавторами [5] опубликованы данные о Pb-U возрасте циркона из щелочного трахита Севернинского палеовулкана – 240 ± 3 млн лет. Раннемезозойский магматизм в ЮЕК, возможно, связан с тектонической активностью при формировании Приенисейской (Тегульдетской) впадины в западном обрамлении Канского выступа.

Геология месторождения. Месторождение Богунаевское занимает площадь около 4 км². С поверхности оно разведано канавами и буровыми скважинами на глубину до 250 м. Руды вскрыты подземными выработками на глубину 153 м по вертикали, или на 230 м по падению жил. По простиранию рудные тела прослежены горными выработками на расстояние 1690 м. Всего на месторождении пройдено 9000 м подземных выработок. Эксплуатация месторождения велась с 1936 г. по

1951 г. В процессе добычных работ руда обрабатывалась на золотоизвлекательной фабрике с улавливанием золота гравитацией, амальгамацией, флотацией и цианированием с извлечением до 90–95 %. Всего на месторождении было добыто 2292 кг металла, остаточные запасы по категориям А–С₂ составляют 6553,7 кг, по категориям ресурсов Р₁–Р₃ – 32,6 т [23].

Структура месторождения определяется приуроченностью его к северо-западному крылу Богунаевской антиклинали, осложнённой складчатостью высших порядков и разрывными нарушениями (рис. 3) [22]. Простирание мелких складок меняется с северо-восточного на субмеридиональное и северо-западное. Размах крыльев складок варьирует от десятков сантиметров до десятков метров. Наиболее крупные разрывные нарушения имеют северо-западную ориентировку и представлены нередко зонами милонитов; все они являются оперяющими структурами лежащего бока Приенисейского глубинного разлома, ограничивающего месторождение с северо-востока. Северо-восточные и субмеридиональные нарушения представлены разрывами сбросо-сдвигового характера и диафторигенными преобразованиями гранулитогнейсов. Многие разрывы сопровождаются приразломной складчатостью, глаукофановыми и дистеновыми диафторигенными blastomylonitami. Месторождения золота неогарейских зеленокаменных поясов Северной Америки, Центральной Африки, Австралии со средними ресурсами Au ~500–1000 т приурочены к крупным глубоко залегающим вязко-хрупким зонам разломов, мелкой складчатости и смятия шириной от десятков до сотен метров, с которыми связаны минерализованные зоны и продуцирующие их интрузии [25–31]. В эти структуры проникают золотоносные флюиды, насыщенные H₂O–CO₂, углеводородами, и расплавы из верхней мантии и нижней коры.

Породы вмещающей толщи, относящиеся к канскому метаморфическому комплексу, представлены пироксено-гранатовыми гранулитогнейсами с преобладанием плагиоклазовых их разностей над калишпатовыми.

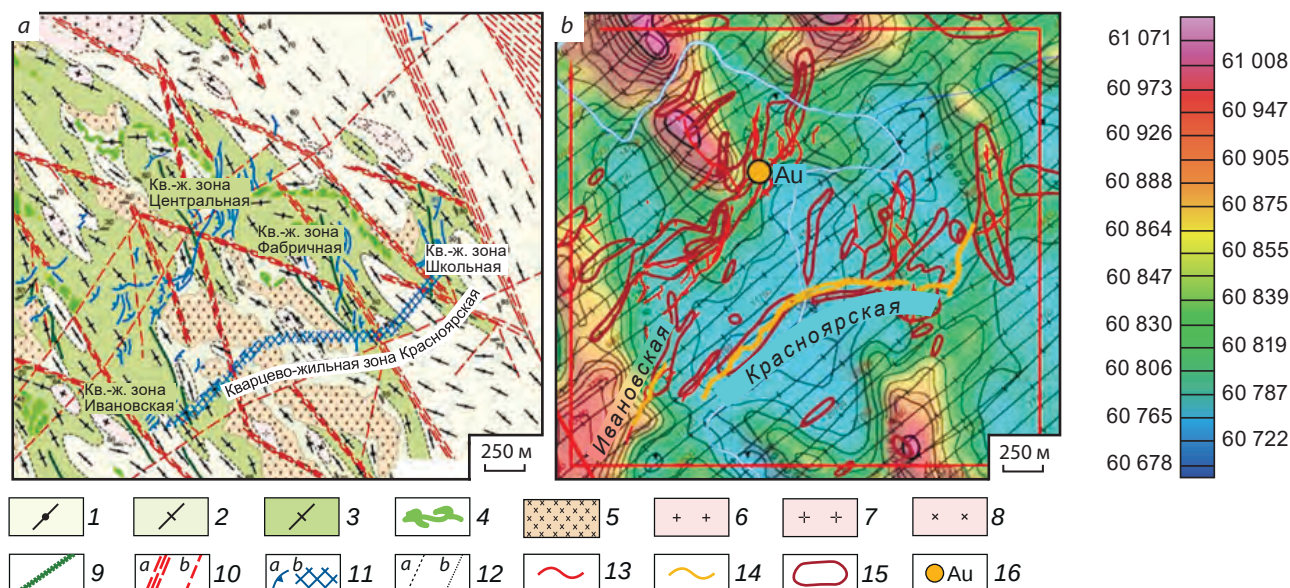


Рис. 3. Строение Богуняевского месторождения (составил А. М. Сазонов):

a – геологическая карта месторождения; *b* – схема магнитного поля (показана интенсивность аномального магнитного поля, нТл по данным аэрогеофизической съёмки 2006 г.); 1–3 – гнейсы: 1 – гранатовые, 2 – силлиманитовые и кордиеритовые, 3 – гиперстеновые; 4 – метагабброиды кимбирского комплекса (двупироксеновые породы); 5 – чарнокиты богуняевского комплекса; 6 – лейкократовые, аляскистовые граниты и гнейсограниты берёзовского (?) комплекса; 7 – крупнозернистые и пегматоидные гранитоиды архейского (?) и протерозойского возраста; 8 – артериты; 9 – дайки диабазов протерозойского возраста; 10 – нарушения: *a* – дизъюнктивы, *b* – милониты; 11 – рудные тела: *a* – кварцевые жилы, *b* – кварцево-сульфидные прожилково-вкрапленные зоны; 12 – геологические границы: *a* – разновидностей гнейсов, гранитных тел, артеритов, *b* – тел чарнокитов; 13 – кварцевые жилы; 14 – минерализованные зоны; 15 – вторичные геохимические аномалии цинка (100–500 ppm); 16 – Богуняевское месторождение рудного золота

Fig. 3. Geology of the Bogunay deposit (compiled by A. M. Sazonov):

a – geological map; *b* – magnetic field of the Bogunay deposit (intensity of the anomalous magnetic field (nT), based on 2006 aerogeophysical survey data); 1–3 – gneisses: 1 – garnet gneiss, 2 – sillimanite cordierite gneiss, 3 – hypersthene gneiss; 4 – metagabbroids of the Kimbir Complex (two-pyroxene); 5 – charnockites of the Bogunay Complex; 6 – leucocratic and alaskitic granites and granite-gneisses of the Berezovsky (?) Complex; 7 – coarse-grained and pegmatoid granitoids of Archean (?) and Proterozoic age; 8 – arterites; 9 – diabase dikes of Proterozoic age; 10 – structural features: *a* – faults, *b* – mylonites; 11 – ore bodies: *a* – quartz veins, *b* – quartz-sulfide veinlet-disseminated zones; 12 – geological boundaries: *a* – between gneiss varieties, granite bodies, and arterites, *b* – of charnockite bodies; 13 – quartz veins; 14 – mineralized zones; 15 – secondary geochemical anomalies of zinc (100–500 ppm); 16 – Bogunay gold ore deposit

Обычны биотитовые, силлиманит- и кордиеритсодержащие разности парагнейсов и прослои пироксено-плагиоклазовых пород и метагабброидов. Тела чарнокитов и биотито-гранатовых гнейсогранитов берёзовского (?) комплекса располагаются в граничной области гиперстеновых с кордиерит-силлиманитовых

ми гнейсами и имеют постепенные переходы к вмещающим породам. Широко распространены дайки пород основного состава. По данным эксплуатационной документации выделены три разновозрастных группы дорудных даек долеритов и пострудные дайки габбродолеритов и гранит-порфиров. В 7,5 км к

юго-западу от рудного поля обнажаются гранитоиды Нижнеканского массива.

Гнейсы диафторированы в условиях от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций. Диафториты особенно широко и наиболее полно проявлены в центральной части месторождения, где выявляется ряд мелких антиклинально-леподобных структур северо-восточного и субмеридионального простираний. Данные структуры в плане имеют причудливые амёбовидные очертания, в обобщённом виде занимая секущее (северо-восточное) положение по отношению к генеральным северо-западным элементам залегания первичных пород. На глубину, в разрезах, фиксируется резко секущий характер диафторигенных структур по отношению к первичным структурным элементам. Кварцево-жильные рудные тела локализованы в крыльях биотитовых изоград структур диафторитов. Наиболее благоприятны для размещения кварцевых жил области развития биотито-зеленосланцевых диафторитов.

Гидротермальные изменения вмещающих пород. В пределах месторождения распространены площадные и линейные метасоматиты. Площадные метасоматиты охватывают значительную часть участков жильного насыщения, приурочены к дорудным структурным образованиям. Степень изменения пород неравномерная, проявляется избирательно и выражается в частичной карбонатизации и серицитизации полевых шпатов, хлоритизации темноцветов и окварцевании. Эти изменения не всегда отличимы от диафторигенно-метаморфических. В зальбандах кварцевых жил встречаются оторочки крупнозернистых агрегатов практически мономинеральных бронзита, граната, флогопита, альбит-олигоклаза, отражающие гидротермально-метасоматическое своеобразие кристаллизации кварцево-жильного вещества.

Обычные околосильные метасоматиты представлены окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией и пиритизацией гнейсов. Эти изменения выражены непосредственно вблизи жил в полосе шириной до 0,5 м. В рудных телах, залегающих

в породах, заметно изменённых площадным метасоматозом, околорудные изменения незначительны и выражаются в слабом окварцевании и серицитизации. Участки интенсивно изменённых пород обладают повышенной золотоносностью. В этом смысле важным околорудным процессом является пиритизация, проявленная непосредственно вблизи массивных сульфидных руд. Ореолы её имеют мощность 0,3–0,4 м. Пирит находится в форме крупных (до 2 см) метакристаллов кубического габитуса, содержащих включения хлоритизированных и серицитизированных пород, выделения метасоматического кварца, реже реликты гиперстена, граната, биотита. В зальбандах кварцевых жил проявлена вкрапленность сульфидов полиметаллов. Такие ореолы сульфидизации не превышают 0,3 м, проявлены редко и весьма неравномерно.

По мощности и последовательности развития продуктов гидротермального метаморфизма намечается следующий ряд смены новообразованных минеральных парагенезисов от неизменённых пород к рудным жильно-вкрапленным телам: серицит → серицит+хлорит → серицит+хлорит+кварц → кварц+серицит+хлорит+кальцит → серицит+хлорит+кальцит → хлорит+серицит+кальцит+пирит.

Максимальная мощность зональных ореолов не более 3 м. Выявление их в пределах рудных проявлений способствует обнаружению слепых рудных тел.

Характеристика минерализованных пород и руд. Минерализованные гидротермальные образования представлены стержневыми кварцевыми жилами, штокверковыми системами прожилков с агрегатными обособлениями карбонатов и сульфидов среди гидротермально изменённых пород, содержащих золото-серебряную минерализацию. Руды месторождения относятся главным образом к золото-кварц-полисульфидной формации [3, 7, 11].

Содержания золота в промышленных рудах прошлых лет отработки составляли от 5 до 100 г/т при средних значениях 8,5 г/т. Распределение золота в рудных жилах столбовое, гнездовое. Рудные столбы приурочены

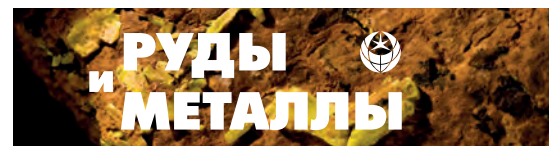


Табл. 2. Распределение золота по классам крупности в исходной руде

Table 2. Gold distribution by size classes in the raw ore

Классы, мм	Выход, %	Массовая доля золота, г/т	Извлечение, %
-1,0+0,4	30,6	13,35	33,1
-0,4+0,315	12,8	7,95	8,2
-0,315+0,16	26,3	7,95	16,9
-0,16+0,074	16,1	18,8	24,5
-0,074+0,0	14,2	15,0	17,3
Итого	100,0	-	100,0
Среднее		12,3	

к участкам пересечения разноориентированных трещин, зон дробления и искривлениям рудолокализирующих трещин.

Химический состав золото-сульфидно-кварцевой руды малой технологической пробы, в мас. %: SiO_2 62,05; TiO_2 0,35; Al_2O_3 6,02; Fe_2O_3 8,34; FeO 5,06; MnO 0,11; CaO 1,06; MgO 0,75; Na_2O 0,11; K_2O 1,75; P_2O_5 0,09; S 5,09. Среднее содержание золота в пробе составило 12,13 г/т. Фазовый состав золота, в %: свободное (амальгамируемое) – 67,2; связанное с сульфидами (цианируемое) – 32,3; связанное с пороодообразующими силикатными минералами – 0,5 %. Гранулометрический состав золота в гравеоцентрате распределён равномерно (табл. 2).

Класс -0,16+0,074 мм несколько обогащён, а класс -0,4+0,16 обеднён металлом (массовая доля золота 18,8 и 7,95 г/т соответственно). Золото пространственно связано со сфалеритом, пиритом и галенитом, в которых образует зёрна изогнутой, комковатой и крючковатой форм. Макроскопически видимые его зёрна редки. Микроскопические выделения размерами 0,004–0,75 мм дендритовидной, волосовидной и пластинчатой форм обычно приурочены к сульфидам и кварцу. Цвет жёлтый со слабыми буроватым, зеленоватым и серебристым оттенками и радужной побежалостью. Пробность отдельных частиц изменяется от 903 до 180 ‰.

В концентратах обогащения руд обнаружены бурнонит, валлериит, аргентит, самородное серебро, бравоит, кубанит, марказит,

вольфрамит, шеелит, станнин, касситерит, магнетит, молибденит. Комплекс вторичных минералов повсеместно представлен лимонитом, ковеллином, халькозином, малахитом, церусситом, борнитом и смитсонитом.

Типы руд. Сульфидно-кварцевые руды по количественному соотношению сфалерита и галенита делятся на пирит-сфалерит-галенитовый и галенит-пирит-сфалеритовый минеральные типы. От первого ко второму уменьшается содержание в рудах Ag, Pb, Cu и увеличивается содержание Zn и Au. Средние отношения Pb:Zn соответственно составляют 8:1 и 1:30, а Ag:Au – 2,2 и 1,5. Помимо отмеченных компонентов в рудах содержатся медь (0,1–1,0 %), вольфрам (0,001–0,1 %).

Текстуры руд вкрапленные, массивные и пятнистые, реже брекчиевые, полосчатые и ноздреватые. Структуры руд сплошные и кристаллически-зернистые. Среди минеральных агрегатов обычны брекчиево-катакластические, субграфические, эмульсионно-вкрапленные и скелетные структуры. Руды подразделяются на убого-вкрапленные и сплошные сульфидные. Более обычны вкрапленные сульфидные руды. В зоне окисления распространены богатые и умеренно-богатые окисленные руды. Глубина зоны окисления достигает 90 м, ниже которой следует до 150 м зона цементации.

Кварцевые жилы с золото-полиметаллической минерализацией неравномерно распространены в пределах месторождения, выполняя трещины скола и разрыва. Простирание жил

и жильных зон северо-восточное или субмеридиональное. Рудоносные жилы, как правило, обладают сложной морфологией, часто сопровождаются сетью мелких прожилков и апофиз, с раздувами и утонениями, осложнены выклиниваниями и нередко объединяются в жильные зоны. Протяжённость жил меняется от первых десятков до нескольких сотен метров, а мощность – от первых сантиметров до 2 м.

Минералогия руд. Основу метасоматического и жильного выполнения руд составляют кварц, в меньшей мере карбонаты и силикаты. Распределение сульфидов, главных концентраторов золота, в кварцевых жилах и изменённых породах весьма неравномерное. По общему количественному содержанию сульфидов (1–5 %) рассматриваемые проявления относятся к малосульфидной формации [17].

Преобладающая часть жильного выполнения сложена кварцем (70–95 %). Ассоциирующий с пиритом кварц серовато-бурый, среднезернистый, плотный, массивный. Сфалерит, галенит, кальцит, анкерит и сидерит заключены в белом, серовато-белом кварце с полосчатым распределением ассоциирующих минералов. Количество карбонатов в жилах достигает 15 %. Кальцит и анкерит отмечаются в золотоносных участках жил. Прожилки сидерита секут агрегаты сульфидов.

В составе жил встречаются серицит, хлорит, полевые шпаты, иногда почти мономинеральные крупнозернистые выделения биотита, амфибола, граната, бронзита, апатита, графита, циркона, тяготеющие к зальбандовым участкам жил. К-Ar возраст биотита из оторочки кварцевой жилы – 526–538 млн лет. Кристаллизация кварца в жилах и выщепленных силикатов в зальбандах осуществлялась практически одновременно при выполнении открывающихся трещин и метасоматической сегрегации вещества вмещающих пород.

Сульфидная минерализация в кварцевых жилах начала кристаллизоваться на завершении формирования жил кварца с нерудной минерализацией, но основная их доля образовалась после неоднократного дробления жил.

Золото-пирит-кварцевый минеральный комплекс является ранним образованием и представляет основу рудной массы месторождения. Ранний пирит образует вкрапленность кубической и неправильной форм, яркого лимонно-жёлтого цвета в прожилках кварца и вмещающих их березитов. Преобладающее количество пирита следующей возрастной, или фациальной, разновидности (?) образует неравномернозернистые скопления в виде гнёзд, цементирующих брекчированный материал жил кварца и березитов, до 10 см в поперечнике. Агрегаты ксеноморфных, гипидиоморфных зёрен и кристаллов кубического и пентагон-додекаэдрического облика крайне неравномерной кристаллической и катакластической зернистостей обладают тусклой бледной серовато-жёлтой окраской. В пирите отмечаются пирротин и арсенопирит.

Пирротин редок, встречается в виде реликтовых зёрен внутри метакристаллов пирита, вероятно имел более широкое распространение на раннем этапе рудообразования, но впоследствии был замещён более устойчивым пиритом. В составе пирита включения пирротина изредка содержат пламенивидные зёрна пентландита. При замещении пирротина пиритом образуется избыток железа, который реализуется в виде мелких включений магнетита в пирите. Обычно включения пирротина размером 0,005–0,05 мм наблюдались в халькопирите и железистом сфалерите, реже они обнаруживаются в виде рассеянной вкрапленности в галените, кварце. Иногда пирротин образует маломощные самостоятельные прожилки. Химический состав минерала, в мас. %: Fe 59,16; S 39,44; Pb 0,01; Bi 0,063.

Арсенопирит незначительно распространён, образуя мелкие зёрна в кварц-пиритовых агрегатах.

Золото в раннем минеральном комплексе отмечается в жильном кварце, в виде включений и прожилках в пирите. Золото средней (780–860 ‰) пробы. В прожилках среди березитов золото содержит включения кварца, мусковита, хлоритоида, доломита, гётита, циркона и монацита. Морфология частиц ангедральная – изометричная и интер-



стиционная, – амёбовидная, с выступами и углублениями. Это золото имеет пробность 780–810 ‰. Крупное самородковое золото в жильном кварце имеет агрегатные сростания с водяно-прозрачным кварцем, отличающимся по цвету от кварца вмещающей среды. Количество кварца в золото-кварцевых сростках – 30–40 %. Ассоциирующий минеральный комплекс во включениях частиц золота представлен кварцем, альбитом, хлоритоидом, хлоритом и сидеритом. Пробность этой разновидности золота – 840–860 ‰.

Золото-кварц-халькопирит-сфалеритовый минеральный комплекс количественно уступает золото-кварц-пиритовому. Минеральные агрегаты комплекса обычно распространены среди ранних кварц-пиритовых и кварцевых образований, подчёркивая телескопирование разновозрастных минеральных ассоциаций. Секущее положение прожилковых и линзовидных минеральных агрегатов стадии и коррозионные границы между ними подчёркивают самостоятельность и более позднее формирование сульфидов полиметаллов. В составе минерального комплекса развиты пирит, сфалерит, халькопирит и золото. Пирит образует рассредоточенную кристаллическую вкрапленность, отличается идеальной кубической формой, насыщенной соломенно-жёлтой окраской и сильным металлическим блеском.

Сфалерит присутствует в двух разновидностях. Ранняя генерация, наиболее распространённая, – железистая, тёмно-коричневого цвета, ассоциирует с пирротином и пиритом. Ранний пирит замещается сфалеритом с образованием скелетных структур или обособляется в прожилки и пятнистые ситовидные агрегаты зёрен. Железистый сфалерит содержит эмульсионную вкрапленность халькопирита и пирротина, образуя с последними субграфические сростания. Химический состав минерала, в мас. %: Fe 8,77; Zn 55,97; S 33,56; Cd 0,384; Cu 0,031.

Более поздняя, маложелезистая генерация сфалерита встречается в карбонатных прожилках. Сфалерит этой разновидности имеет жёлто-коричневатую окраску и незначительные размеры (2,0–3,0 мм); его химический со-

став, в мас. %: Fe 1,86; Zn 61,9; S 32,97; Cu 0,86; Bi 0,058; Cd 0,28.

Халькопирит образует вкрапленность мелких зёрен, реже гнездовые скопления и прожилки в пирите, сфалерите, иногда в кварце и анкерите. В сростании с халькопиритом внутри пирита наблюдаются редкие пластинчатые зёрна кубанита. В единичных случаях в сростании с халькопиритом и пиритом был обнаружен мелкий молибденит. Распространена эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите. Содержание его в руде достигает 1,0–2,0 %. Химический состав халькопирита, в мас. %: Fe 29,72; Cu 33,8; Zn 0,06; S 34,86; Pb 0,1; Bi 0,03.

Золото в сростании с железистым сфалеритом и халькопиритом пробностью 880–903 ‰ контактирует с корродирующим его галенитом, образует зёрна изогнутой, комковатой и крючковатой форм. Микроскопические выделения размерами 0,004–0,75 мм дендритовидной, волосовидной и пластинчатой форм. Макроскопически видимые его зёрна редки.

Золото-серебро-теллуридный комплекс. Золотосодержащий минеральный комплекс имеет микроскопическое распространение и завершает гидротермальный процесс. Матрицу минерального комплекса представляет галенит, который образует прожилки и гнёзда до 30 см в поперечнике, обычно в ассоциации со сфалеритом и халькопиритом. Состав галенита, в мас. %: Pb 83,6; S 13,2; Zn 0,45; Se 0,34; Bi 1,52; Ag 0,33. Теллуриды ассоциируют со сфалеритом и халькопиритом, активно их корродируя (рис. 4). Реже отмечаются сростания галенита с халькопиритом.

Промышленная ценность этой ассоциации минералов проблематична ввиду чрезвычайно мелкой зернистости её агрегатов. Геохимическими показателями её присутствия в рудах являются повышенные концентрации в них Ag, Au, Ni, Pb, Bi, Te, Se, Sb в виде главных минералообразующих элементов, кроме Se, который в виде примеси определён в галените и ашамальмите ($Pb_{6-3x}Bi_{2+x}S_9$). Теллуриды распространены в халькопирит-сфалеритовых обособлениях, где заполняют короткие (микроскопические) трещинки и

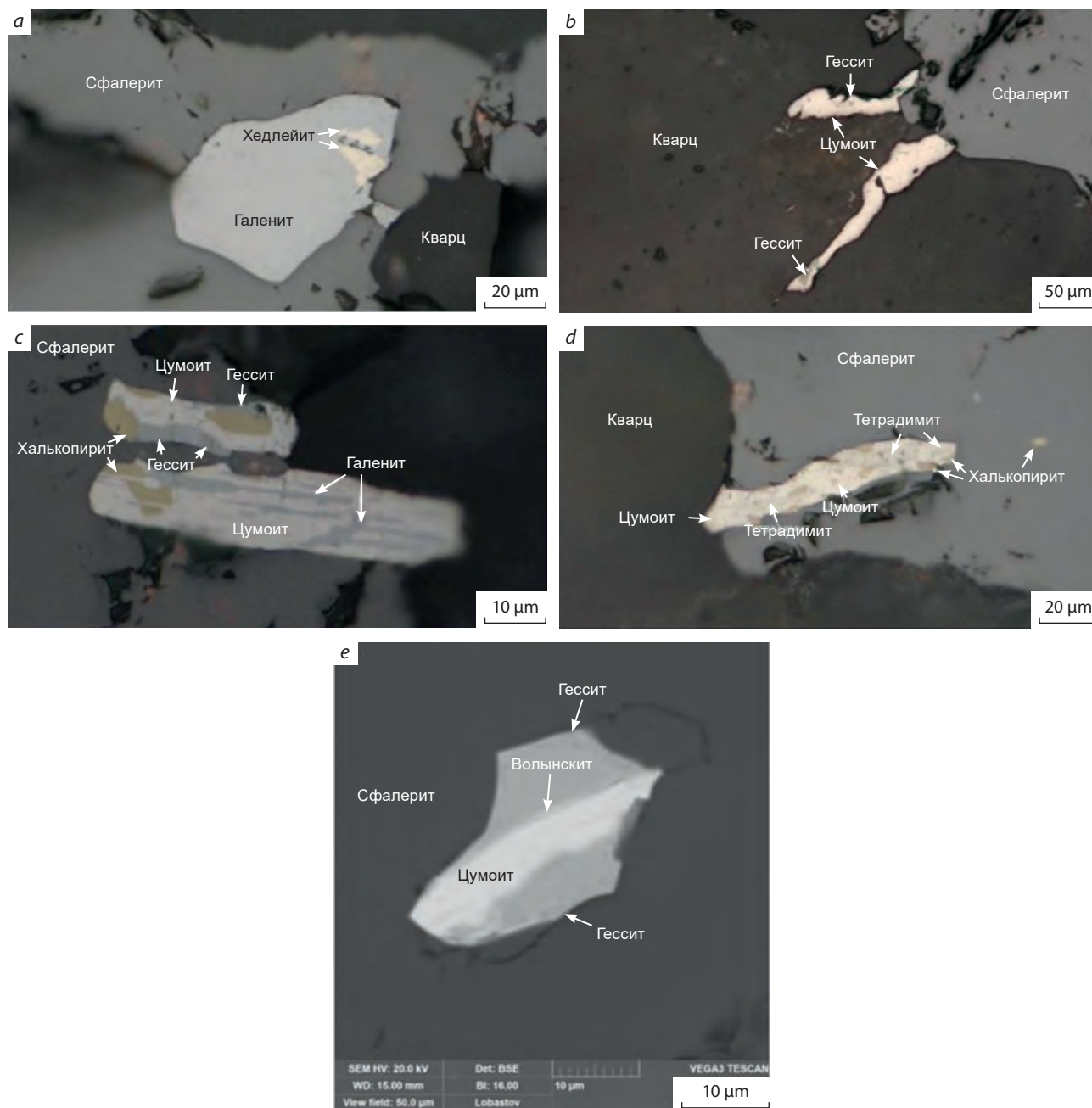


Рис. 4. Взаимоотношения сульфидов и теллуридов в рудах Богунаяевского месторождения:

a – зёрна хедлейита в галенитовом включении в сфалерите; *b* – цумоитовые зёрна с включениями гессита в кварце; *c* – цумоит замещает галенит в сфалерите; *d* – цумоит обрастает и замещает халькопирит и тетрадимит в составе сфалерита; *e* – сросток теллуридов серебра и висмута в сфалерите (фото в обратно-рассеянных электронах)

Fig. 4. Relationships between sulfides and tellurides in ores of the Bogunay deposit:

a – hedleyite grains within a galena inclusion in sphalerite; *b* – tsumoite grains with hessite inclusions in quartz; *c* – tsumoite replacing galena in sphalerite; *d* – tsumoite overgrowing and replacing chalcopyrite and tetradymite within sphalerite; *e* – intergrowth of silver and bismuth tellurides in sphalerite (back-scattered electron image)



межгранулярные участки агрегатов железистого сфалерита и халькопирита. Практически всегда в составе агрегатов минералов теллуридного комплекса отмечаются низкопробное золото (795–799 и 694–698 ‰), электрум (581–586 ‰), кюстеллит (180 ‰), акантит Ag_2S , серебро- и золотосодержащие теллуриды (гессит Ag_2Te ; эмпресит AgTe ; петцит Ag_3AuTe_2 ; вольтинскит Ag_2BiTe_2). Среднепробное (800–899 ‰) и низкопробное (700–799 ‰) золото являются реликтовыми минералами кварц-карбонатной и кварц-пиритовой ассоциаций и обычно корродируются теллуридами (рис. 5).

Низкопробное золото (600–699 ‰) и электрум (599–200 ‰) с теллуридами и галенитом имеют прямолинейные границы без видимых следов взаимной коррозии. В составе теллуридного комплекса выделяются две ассоциации, разделённые внутримагматическим перерывом или фацальной средой отложения (?).

Ранняя ассоциация (герсдорфит-золото-электрум-тетрадимитовая) включает последовательный ряд минералов: (герсдорфит, миллерит)+(золото, электрум)+(тетрадимит, пильзенит). Герсдорфит распространён незначительно, имеет мелкие размеры (0,3 мм), идиоморфную кристаллографическую огранку и тесно сростается с галенитом. Химический состав минерала, в мас. %: Fe 5,6; As 44,95; S 19,4; Pb 1,42; Co 1,65; Ni 26,78. Миллерит обнаружен в карбонатном прожилке в небольшом количестве. Минерал находится в непосредственном сростании с халькопиритом и сфалеритом. Форма выделений миллерита большей частью изометричная, размеры выделений небольшие, едва достигают 0,003 мм, а отдельные зёрна – менее 0,001 мм. Тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) и пильзенит (Bi_4Te_3) распространены в составе наиболее крупных агрегатов сфалерита. Оба минерала имеют небольшие размеры (0,01–0,1 мм), образуют сростки друг с другом, а также с халькопиритом. Химический состав тетрадимита, в мас. %: Fe 0,23; Cu 0,1; Zn 1,6; Se 0,15; S 5,1; Pb 5,51; Bi 53,5; Ag 0,04; Cd 0,027; Te 32,5.

Поздняя ассоциация (петцит-галенит-гессит-цумоитовая) представлена петцитом и агрегатами распада твёрдых растворов, нередко

полиминеральной мирмекитоподобной структуры – галенит, гессит, цумоит, хедлейит.

Стадийность минералообразования. Минералогическо-петрографические и структурные наблюдения состава и взаимоотношения минералов руд отражены в парагенетической схеме (табл. 3).

Минералогическая зональность оруденения заключается в развитии галенита в верхних частях жил; содержание его падает с глубиной при возрастании доли сфалерита в рудах. На глубине 80–90 м от поверхности галенит встречается редко. Ещё глубже увеличивается количество пирита в рудах, а в сфалерите возрастает содержание халькопирита. Жилы приобретают почти чисто кварцевый состав.

Для орогенных месторождений золота в неогархейских структурах характерна ассоциация кварца, карбонатов, полевых шпатов, сульфидов, теллуридов и самородных металлов, подобная наблюдаемой в рудах Богуневско-го месторождения. Нерудные минералы образуют жильный и штокверковый каркас месторождений. Сульфидная ассоциация (пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит) является основной руд. Теллуриды Bi, Pb, Ag, Au наряду с самородными Ag-Au сплавами играют ключевую роль в концентрации золота в микроскопических формах [25–31].

Заключение по генезису месторождения

Рудный процесс связан с гидротермальной деятельностью в метаморфогенно-диафторигенной среде гранулитогнейсов. В структурном плане это выразилось в приуроченности оруденения к зоне зеленосланцевого диафтореза, а в материально-вещественном – в том, что основная масса гидротермального кварцево-жильного выполнения сформирована на базе первичного метаморфогенно-диафторигенного кварцевого материала путём его неоднократного переотложения и перекристаллизации. Начальные преобразования метаморфогенного кварца составляют первую, или начальную (кварц-колчеданную), стадию рудного этапа. Следующая рудная стадия ознаменовалась формированием преобладающей массы шестовато-друзовидного кварца,

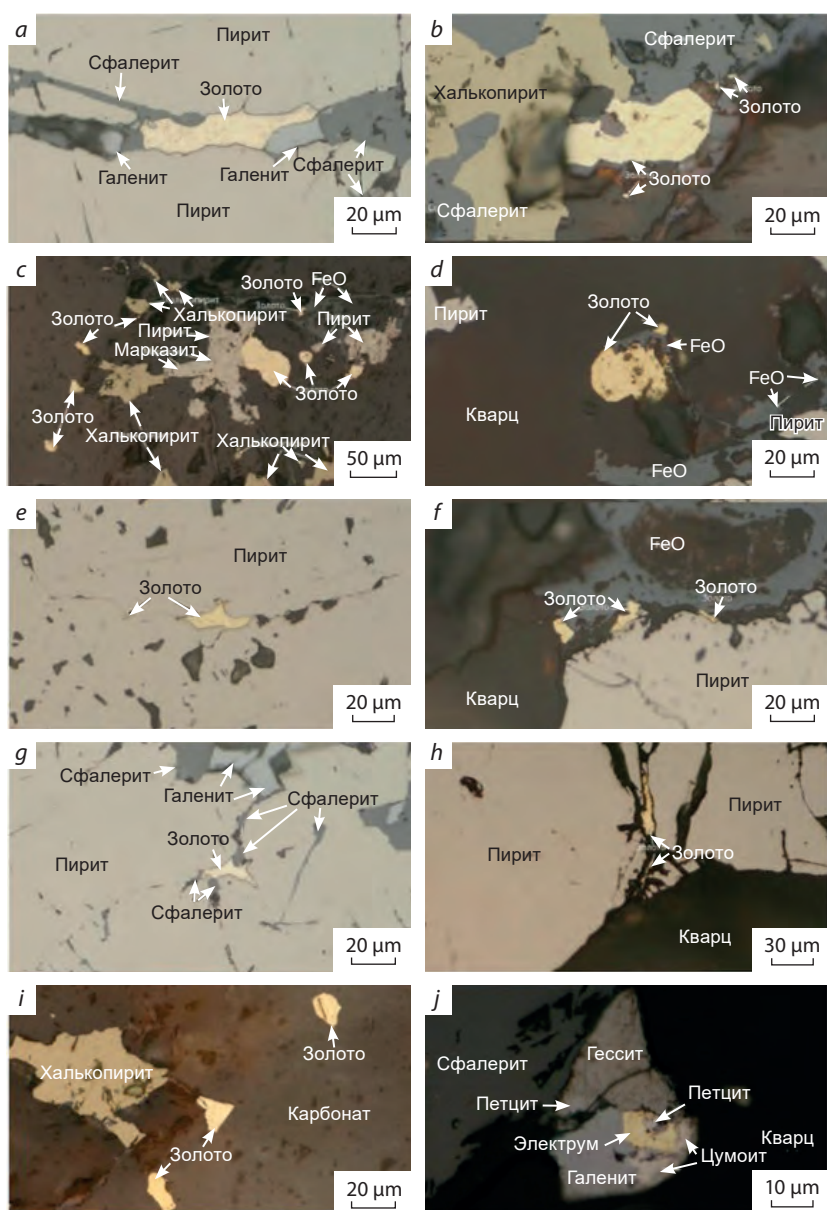


Рис. 5. Формы сростаний самородного золота и электрума с сульфидами и теллуридами в рудах Богуняевского месторождения:

a – электрум в прожилке сфалерита и галенита внутри пирита; *b* – низкопробное золото в сфалерите; *c* – низкопробное золото в карбонате; *d* – самородное золото средней пробы в сростании с гидроокислами железа в кварце; *e* – низкопробное золото в пирите; *f* – низкопробное золото по краям пирита; *g* – низкопробное золото в сростании со сфалеритом в пирите; *h* – низкопробное золото с кварцем в трещине пирита; *i* – зёрна низкопробного золота в карбонате; *j* – электрум в сростании с теллуридами серебра, золота и висмута

Fig. 5. Forms of intergrowth of native gold and electrum with sulfides and tellurides in ores of the Bogunay deposit:

a – electrum in a sphalerite–galena string within pyrite; *b* – low-fineness gold in sphalerite; *c* – low-fineness gold in carbonate; *d* – medium-fineness native gold intergrown with iron hydroxides in quartz; *e* – low-fineness gold in pyrite; *f* – low-fineness gold at pyrite margins; *g* – low-fineness gold intergrown with sphalerite in pyrite; *h* – low-fineness gold with quartz in a pyrite fracture; *i* – low-fineness gold grains in carbonate; *j* – electrum intergrown with silver, gold, and bismuth tellurides

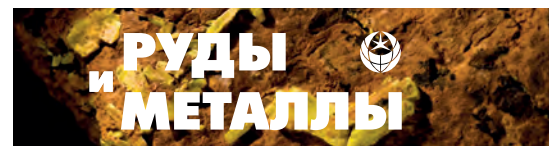


Табл. 3. Парагенетическая схема минералообразования руд

Table 3. Paragenetic scheme of ore mineral formation

	Гидротермальный						Гипергенный
	Березит-жильно-кварцевая		Золото-кварц-пиритовая	Золото-халькопирит-сфалеритовая	Золото-галенит-теллуридная		
	Золото-березитовая	Золото-кварцевая			Золото-тетрадимитовая	Петцит-гессит-цумоитовая	
Кварц	—————	—————	—————	—————	-----	-----	
Альбит	-----	—————					
Карбонаты	—————	—————	—————	—————	—————	—————	
Актинолит	-----	—————					
Биотит	-----	—————					
Бронзит	-----	—————					
Гранат	-----	—————					
Хлорит	-----	—————					
Апатит	-----						
Циркон	-----						
Монацит	-----						
Графит	-----	—————					
Ильменит	-----	—————					
Рутил	-----	—————					
Лейкоксен		-----					
Мусковит	—————	—————					
Пирит	-----	—————	—————	—————			
Пирротин			—————	-----			
Пентландит			-----				
Арсенопирит			—————				
Молибденит				-----			
Магнетит			-----				
Кубанит				-----			
Золото средней пробыности	780–810		840–860	880–903	795–799		—————
Золото низкопробное					694–698		
Электрум					-----		
Кюстелит						—————	
Герсдорфит					---		
Миллерит					---		
Сфалерит			-----	—————	-----		
Халькопирит			-----	—————	-----	---	
Тетраэдрит				---			
Тетрадимит					—————	-----	
Галенит				-----	-----	—————	
Петцит						—————	
Гессит						—————	
Эмпресит						—————	
Цумоит						—————	
Ашамальмит						—————	
Акантит						-----	
Хедлейит						—————	
Студзит						-----	
Гидроксиды Fe							—————
Борнит							—————
Ковеллин							—————
Церуссит							—————
Халькозин							—————
Смитсонит							—————

Примечание. Горизонтальные линии: толстая – главные минералы, тонкая – второстепенные, пунктирная – аксессуарные. Вертикальные линии: сплошная – тектонические перерывы в отложении минералов, пунктирные – внутростадийные тектонические подвижки, ограничивающие ступени минералоотложения.

сульфидами полиметаллов и выделениями золота. Заключительная рудная стадия проявилась развитием поздних генераций кварца, теллуридов, карбоната и пирита.

Изотопный мониторинг преобразования пород месторождения. Гранулитогнейсовый протолит неоархейского метаморфизма (2700–2400 млн лет; табл. 1) испытал значительные преобразования в процессе протерозойского амфиболитового ультраметаморфизма в промежутке времени от 1900 до 1750 млн лет (уран-свинцовые определения для цирконов из гранат-гиперстеновых мигматизированных гнейсов (рис. 2) и опубликованные геолого-геохронологические сведения по Южно-Енисейскому кряжу [1, 16, 24, 33]). Концентрация конкордантных данных на нижней и верхней границах протерозоя указывает скорее не на «импульсы» метаморфизма, а на «протяжённый» во времени метаморфизм, обусловленный сохранением *PTX*-условий в течение 200–300 млн лет [24] (табл. 4).

Самарий-неодимовые датировки для гранатов варьируют от минимальных значений 800 млн лет до максимальных 1644 ± 9 млн лет. После протерозойского метаморфизма породы находились при температуре 610–650 °С.

Следующее изменение *PTX*-режима произошло в каледонское время, которое определяется, с одной стороны, возрастом метасоматического мусковита 467 ± 5 млн лет, а с другой – возрастом граната 540 ± 29 млн лет и биотита из оторочки кварцевой жилы 526–538 млн лет. Каледонский гидротермальный процесс не мог сколько-нибудь значительно повлиять на уравнивание самарий-неодимовой системы исходных протерозойских гранатов. Очевидно, имело место смешение популяций гранатов – протерозойской и каледонской. В этих гранатах развиты каёмки «обрастаний» различного химического состава. Возраст биотитов и серицитов варьирует в пределах от 507 ± 3 до 658 ± 4 млн лет. Полученные данные определяют время золоторудного процесса и становления Нижнеканской интрузии гранитов. Уран-свинцовые датировки гранитов по цирконам, полученные У. Линне-

манном, соответствуют силурийскому времени (420–440 млн лет). Приведённые значения аналогичны ранее измеренным для слюд Ангара-Канского блока, и они выше возраста метасоматического мусковита, но существенно ниже времени образования слюд в условиях протерозойского метаморфизма, что свидетельствует о значительной потере радиогенного стронция в промежутке времени между метаморфическими событиями. По формуле изотермических потерь [9] можно оценить среднюю температуру за этот период времени 300 ± 50 °С. Таким образом, полученные возрастные значения для биотитов геологически незначимы. Предполагается *T-t* эволюция гранулитов при перемещении из нижней коры в среднюю (протерозойское изменение *PT*-условий) и затем – в верхнюю (раннепалеозойское изменение), сопровождаемое нижнеканским гранитообразованием, березитовым метасоматозом и золотым оруденением. Ступенчатый апплифт соответствует модели аккреционно-коллизийной тектоники, развиваемой рядом авторов [14, 15, 24]. Таким образом, рудообразующий процесс проявился в каледонское время, $(540-526-466 \pm 3,2) \div (461,6 \pm 3,1)$ млн лет назад, в возрастном интервале становления Нижнеканского гранитоидного массива 521–374 млн лет.

Термобарогеохимические параметры гидротермальных растворов. Кварцевые жилы Богунаевского золоторудного месторождения формировались из гидротермальных флюидов, состоящих из H_2O , CO_2 , алифатических, циклических и кислородсодержащих углеводородов, а также азот-, серо- и галогенсодержащих соединений в интервале температур от 220 до 420 °С и давлений от 0,1 до 1,6 кбар, солёности от 2,0 до 19,0 мас. %. Кварцевые жилы испытали воздействие высокосолёных (>40 мас. %) хлоридных флюидов Na-Ca-Fe состава в интервале температур 220–290 °С [18].

Полученные данные свидетельствуют о том, что формирование Богунаевского золоторудного месторождения происходило из коровых водно-углекислотно-углеводородных гетерогенных флюидов в результате длительного и

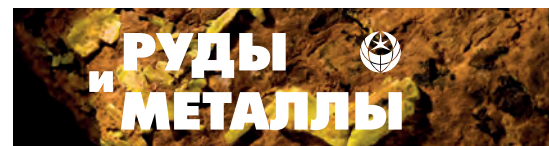


Табл. 4. Этапы преобразования пород

Table 4. Stages of rock transformation

Номера этапов преобразования	Абсолютные датировки, млн лет	Изохроны	Лабораторные номера проб	Краткая характеристика проб
I	1644±9	wr – grt (Sm – Nd)	44	Гранат-гиперстеновый гнейс
II	1315±10	wr – grt (Sm – Nd)	49	Мигматизированный, катаклазированный гиперстен-ортоклазовый гнейс
III	945±7; 975±5	wr – grt (Sm – Nd)	48	Мигматизированный, катаклазированный гранат-ортоклазовый гнейс
IV	766±16; 729±17	wr – grt px – grt (Sm – Nd)	50	Катаклазированный гранатсодержащий ортоклазовый гнейс
V	658±4	wr – bt (Rb – Sr)	44	Гранат-гиперстеновый гнейс
VI	568±6; 560±9	wr – ser (Rb – Sr)	30	Березит. Мигматизированный силлиманитовый гнейс
VII	507±3	wr – bt (Rb – Sr)	48	Мигматизированный, катаклазированный гранат-ортоклазовый гнейс
VIII	467±5	wr – ser (Rb – Sr)	31	Березит

многостадийного процесса. Значимую роль в формировании золотого оруденения играли углеводороды и их производные. Предполагается, что золото транспортировалось как в виде HS-комплексов, так и в виде элементо-органических соединений. На данной стадии изученности наиболее приемлемой моделью формирования Богунаевского месторождения является метаморфическая, принятая для большинства орогенных месторождений золота мира [30].

Источники рудного вещества. Архейский гранулитовый комплекс канской серии обладает повышенной золотоносностью (табл. 5, [19]).

В гиперстен-плагиоклазовых гнейсах содержания золота превышают его кларк в 2,5–

4 раза, что подразумевает первичную природу этих значений. Особенно высокие концентрации металла отмечены для разностей основного состава. При мигматизации и гранитизации происходило перераспределение и вынос металла в породы зоны обрамления. В то же время в обрамлении чарнокитов, в гиперстен-ортоклазовых и высокоглинозёмистых гнейсах содержания золота повышены в сравнении с плагиоклазовыми разностями. При диафторезе гнейсов происходит перераспределение золота при общем падении его содержаний, особенно резком в амфиболитовых диафторитах, менее заметном в эпидот-амфиболитовых и понижающемся в диафторитах зеленосланцевой фации. Сходные параметры распределения

Табл. 5. Распределение золота в породах месторождения

Table 5. Gold distribution in ore deposit rocks

Порода	<i>n</i>	$X_{\min}$, мг/т	$X_{\max}$, мг/т	$X_{\text{ср}}$, мг/т	<i>V</i> , %
Гранулиты и гнейсы кузеевской толщи неизменённые	12	4,7	36,0	12,2	73
Те же, диафторированные в амфиболитовой фации	16	1,8	7,1	3,3	47
Те же, диафторированные в эпидот-амфиболитовой фации	18	1,7	71,0	9,7	166
Те же, диафторированные в зеленосланцевой фации	14	1,7	36,0	9,0	114
Те же, гидротермально изменённые	8	3,4	185,0	31,5	198
Глинозёмистые гнейсы кузеевской толщи	5	2,0	35,0	14,6	103
Гранулиты и гнейсы атамановской толщи	21	0,1	15,0	4,3	83
Метабазиты архея	10	2,1	80,0	16,8	131
Чарнокиты	6	2,5	16,0	5,8	90
Берёзовские граниты	12	0,7	22,4	3,1	104
Гранитоиды Нижнеканского массива	23	0,7	18,0	4,0	116
Дайки долеритов	5	1,7	7,7	4,3	48

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИГМ РАН атомно-абсорбционным методом (аналитик В. Г. Цимбалист).

элемента получены для минерально-петрографических групп гранулитов Украинского щита, Воронежского массива и архейских гнейсов в сечении Кольской сверхглубокой скважины [19]. При зональном диафторезе раннего и позднего протерозоя происходит вынос золота из гранулитовых толщ и обогащение им образований эпидот-амфиболитовой-зеленосланцевой фаций и особенно кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов. Это позволяет считать гранулитовый комплекс основания источником металла для гидротермалитов зеленосланцевой фации и предполагать вынос металла по тектонически ослабленным зонам в верхние горизонты.

Результаты изотопных значений серы ($\delta^{34}\text{S}$) сфалерита, пирита, халькопирита и галенита месторождения колеблются в достаточно узком интервале от +0,8 до +3,5 ‰. При этом 80 % определений находятся в ещё более узком интервале от +2,0 до +3,0 ‰, в области мантийного уровня, и не выходят за пределы значений серы гранитоидов [12]. Получены близкие к нашим определениям значения изотопа ^{34}S в пирите и галените – основных рудослагающих минералах, которые варьируют в пределах от -1,6 до +3,2 ‰ и интерпретируются как свидетельство глубинной коровой рудообразующей системы и Нижнеканской гранитоидной интрузии [11, 13].

Выводы

1. Золоторудные тела Богунаевского месторождения золота расположены среди неархейских гнейсов с возрастом 2,4–2,7 млрд лет. Гранулитогнейсы кузеевской толщи изначально были обогащены золотом, превышающим кларк в 2,5–4 раза, и являются источником золота в гидротермалитах. Неоднократный диафторез вмещающих пород, мигматизация, чарнокитообразование (в интервале 1900–450 млн лет) привели к перераспределению металла и концентрированию его в продуктах низкотемпературных метаморфитов и жильно-вкрапленных рудных гидротермалитах. Отличием вмещающей толщи руд Богунаевского месторождения является отсутствие в ней коматитовых лав, типичных для



литостратиграфических разрезов неоархейских зеленокаменных поясов Северной Америки, Африки, Австралии, Индии.

2. Золоторудный процесс в Южно-Енисейском кряже среди гранулитогнейсов архея проявился в каледонское время (540–450 млн лет) в период становления Нижнеканского гранитоидного интрузива (энергетического и теплового генератора рудообразования), с образованием месторождения с ресурсами золота около 32,6 т, что отличает его от неоархейского золоторудогенеза упомянутых выше зеленокаменных поясов, характеризующихся средними ресурсами золота в месторождениях ~500–1000 т. Источником рудообразующих флюидов и золота Богунаевского месторождения явились неоархейские толщи района и мантийные эманации.

3. Состав, метаморфизм вмещающих пород, их возраст, минералогия руд обнаруживают сходство качественных вещественных параметров оруденения Богунаевского месторождения и классических представителей золоторудных месторождений среди неоархейских гнейсов, но значительно разнятся по возрасту и *РТ*-условиям образования руд. Отложение самородного золота осуществлялось в процессе всех стадий гидротермального минералообразования (а теллуридов – на заклю-

чительной стадии), что является общей особенностью рудообразования золото-теллуридно-полиметаллически-кварцевого типа неоархейских месторождений и рассматриваемого Богунаевского месторождения.

Авторы выражают уважение А. С. Хоментовскому, открывшему месторождение, и геологам треста «Енисейзолото», обслуживавшим добычу и поиски золота на месторождении в 30–40-х годах прошлого столетия. Большой вклад в познание геологии региона и месторождения внесли профессор Томского политехнического института Ю. А. Кузнецов, геологи Ивановской экспедиции Красноярского геологического управления К. А. Заблоцкий, В. Р. Сопрончук, В. В. Семеняко, Красноярского отделения СНИИГГиМСа Л. В. Ли, Ю. П. Бовин, Т. Я. Корнев.

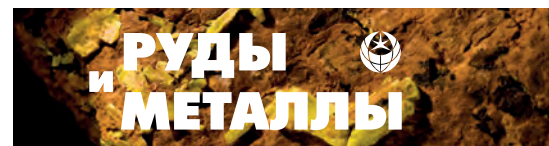
Значительный вклад в изучение вещественного состава гнейсов и руд, изотопного состава минералообразующих элементов, интерпретацию аналитических результатов внесли специалисты лабораторных служб геологических и научных организаций А. А. Томиленко, И. И. Лиханов, А. Д. Ножкин, В. А. Верниковский, М. А. Рябуха, С. А. Сильянов, Б. М. Лобастов, У. Линнеманн, Л. К. Левский, В. П. Сухоруков, Е. А. Наумов, которым авторы безмерно благодарны.

Список литературы

1. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Козаков И. К., Плоткина Ю. В. U-Pb возраст гиперстеновых гранитов (кузеевитов) Ангара-Канского выступа // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 5. – С. 864–867.
2. Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Макаров В. А., Ножкин А. Д. Возрастные рубежи в геологической эволюции раннего докембрия Енисейского кряжа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1993. – Т. 1, № 1. – С. 35–40.
3. Бровков Г. Н., Ли Л. В., Вызу А. И. и др. Геология и металлогения Енисейского рудного пояса. – Красноярск : СНИИГГиМС, 1985. – 219 с.
4. Верниковская А. Е., Верниковский В. А., Матушкин Н. Ю., Кадильников П. И., Романова И. В., Ларионов А. Н. Адакит-габбро-анортозитовый магматизм заключительного (576–546 млн лет) этапа развития неопротерозойской активной окраины юго-запада Сибирского кратона // ДАН. – 2017. – Т. 477, № 4. – С. 448–454. – doi: 10.7868/S0869565217340138. – EDN: ZWZBMT.
5. Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Матушкин Н. Ю., Романова И. В., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н., Травин А. В. Проявления палеозойского и раннемезозойского магматизма в раннедокембрийской структуре Южно-Енисейского кряжа // ДАН. – 2010. – Т. 432, № 1. – С. 82–88.
6. Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. Геохронология докембрийских формаций Сая-



- но-Енисейского региона Сибири // Актуальные вопросы современной геохронологии. – М. : Наука, 1976. – С. 96–123.
7. *Заблоцкий К. А.* О золотоносности Ангаро-Канской части Енисейского кряжа // Инвестиционный потенциал минерально-сырьевого комплекса Красноярского края. – Красноярск : КНИИГиМС, 2000. – С. 143–149.
8. *Кузнецов Ю. А.* Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа // Материалы по геологии Западной Сибири. № 15 (57). – Томск : Зап.-Сиб. геол. упр., 1941. – 240 с.
9. *Левский Л. К., Морозова И. М., Левченков О. А., Байкова Е. С., Богомолов Е. С.* Изотопно-геохронологические системы в метаморфических породах (о-в Поньгома, Беломорский подвижный пояс) // Геохимия. – 2009. – № 3. – С. 227–244.
10. *Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты РФ м-ба 1 : 200 000 / ред. Л. К. Качевский.* – Красноярск : Красноярскгеолсъемка, 2002. – 200 с.
11. *Ли Л. В.* Золоторудные месторождения докембрия Енисейского кряжа // Геология и полезные ископаемые Центральной Сибири. – Красноярск : КНИИГиМС, 1997. – С. 184–222.
12. *Ли Л. В.* Изотопный состав серы сульфидов руд Енисейского кряжа // Доклады Академии наук СССР. – 1979. – Т. 247, № 5. – С. 1261–1264.
13. *Ли Л. В.* О связи эндогенного оруденения с процессами тектоно-магматической активизации в Ангаро-Канской глыбе // Доклады Академии наук СССР. – 1982. – Т. 263, № 3. – С. 676–679.
14. *Лиханов И. И., Ревердатто В. В.* Нижнепротерозойские метapelиты северной части Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия. – 2011. – № 3. – С. 239–267.
15. *Лиханов И. И., Ревердатто В. В., Козлов П. С., Травин А. В.* Верхнерифейский возраст кианит-силлиманитового метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar – ^{39}Ar данным) // ДАН. – 2010. – Т. 433, № 6. – С. 796–801.
16. *Ножкин А. Д., Борисенко А. С., Неволько П. А.* Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 158–181.
17. *Петровская Н. В.* Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М. : Наука, 1973. – 347 с.
18. *Рябуха М. А., Гибшер Н. А., Томиленко А. А., Бульбак Т. А., Хоменко М. О., Сазонов А. М.* РТХ-параметры метаморфогенных и гидротермальных флюидов: изотопия и возраст формирования Богунайского золоторудного месторождения южной части Енисейского кряжа (Россия) // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 6. – С. 1153–1172. – doi: 10.15372/GiG20150607.
19. *Сазонов А. М.* Геохимия золота в метаморфических толщах. – Томск : Издательство Томского политехнического университета, 1998. – 168 с.
20. *Сазонов А. М., Заблоцкий К. А., Линнеманн У., Звягина Е. А., Некрасова Н. А., Наумов Е. А., Сильянов С. А.* Геохронология силлиманиткордиеритовых гнейсов атамановской серии Южно-Енисейского кряжа (Россия) // Литосфера. – 2017. – № 2. – С. 49–59.
21. *Сазонов А. М., Парначев В. П.* Севернинская палеовулканическая структура юга Енисейского кряжа // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 1. – Томск : ТГУ, 1998. – С. 137–139.
22. *Семеняко В. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Большой Веснины, Немкиной, Кана. Ангаро-Канская часть Енисейского кряжа. Отчет Богунайской партии о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 с общими поисками, проведенных в 1984–1990 гг. на Богунайской площади. Листы: О-46-128-Б; О-46-129-А, В, Г; О-46-141-Б; О-46-142-А, Б. – Канск, 1990.
23. *Сердюк С. С.* Оценка современного состояния и обоснование перспектив освоения минеральных ресурсов Рыбинского района Красноярского края. – Красноярск : КНИИГиМС, 1994. – 179 с.
24. *Туркина О. М., Бережная Н. Г., Лепехина Е. Н., Капитонов И. Н.* Возраст мафических гранулитов из раннедокембрийского метаморфического комплекса Ангаро-Канского блока (юго-запад Сибирского кратона): изотопный U-Pb и Lu-Hf и редкоземельный состав циркона // ДАН. – 2012. – Т. 445, № 4. – С. 450–458.
25. *Allibone A., Vargas C., Mwandale E., Kwibisa J., Jongens R., Quick S., Komarnisky N., Fanning M., Bird P., MacKenzie D., Turnbull R., Holliday J.*



Orogenic Gold Deposits of the Kibali District, Neoproterozoic Moto Belt, Northeastern Democratic Republic of Congo // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 185–201. – doi: 10.5382/SP.23.09.

26. De Souza S., Perrouy S., Dubé B., Mercier-Langevin P., Linnen R. L., Olivo G. R. Metallogeny of the Neoproterozoic Malartic Gold Camp, Québec, Canada // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 29–52. – doi: 10.5382/SP.23.02.
27. Dirks P. H. G. M., Sanislav I. V., van Ryt M. R., Huizenga J.-M., Blenkinsop T. G., Kolling S. L., Kwelwa S. D., Mwazembe G. The World-Class Gold Deposits in the Geita Greenstone Belt, Northwestern Tanzania // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 163–183. – doi: 10.5382/SP.23.08.
28. Dubé B., Mercier-Langevin P., Ayer J., Pilote J. L., Monecke T. Gold Deposits of the World-Class Timmins-Porcupine Camp, Abitibi Greenstone Belt, Canada // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 53–80. – doi: 10.5382/SP.23.03.
29. McDivitt J. A., Hagemann S. G., Baggott M. S., Perazzo S. Geologic Setting and Gold Minerali-

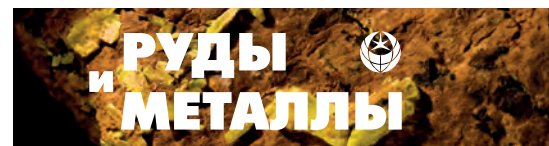
zation of the Kalgoorlie Gold Camp, Yilgarn Craton, Western Australia // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 251–274. – doi: 10.5382/SP.23.12.

30. Poulsen K. H., Barber R., Robert F. Hemlo Gold System, Superior Province, Canada // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 81–100. – doi: 10.5382/SP.23.04.
31. Sillitoe R. H. Gold Deposit Types: An Overview // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 1–28. – doi: 10.5382/SP.23.01.
32. Turner S. J., Reynolds G., Hagemann S. G. Bodington: An Enigmatic Giant Archean Gold-Copper (Molybdenum-Silver) Deposit in the Southwest Yilgarn Craton, Western Australia // *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces*. Society of Economic Geologists Special Publication. – 2020. – V. 23. – P. 275–288. – doi: 10.5382/SP.23.13.
33. Urmantseva L. N., Turkina O. M., Larionov A. N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Eenisey ridge, south-western margin of the Siberian craton): provenance characteristics, deposition and age // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2012. – V. 49. – P. 7–19.

References

1. Bibikova E. V., Gracheva T. V., Kozakov I. K., Plotkina Yu. V. U-Pb возраст гиперстенитовых гранитов (кузеевитов) Ангаро-Канского выступа [U-Pb age of hypersthene granites (kuzeevites) of the Angara-Kansk uplift], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2001, Vol. 42, No 5, pp. 864–867. (In Russ.)
2. Bibikova E. V., Gracheva T. V., Makarov V. A., Nozhkin A. D. Vozrastnye rubezhi v geologicheskoi ehvolyutsii rannego dokembriya Eniseiskogo kryazha [Age milestones in the Early Precambrian geological evolution of the Yenisei Ridge], *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* [Stratigraphy and Geological Correlation], 1993, Vol. 1, No 1, pp. 35–40. (In Russ.)
3. Brovko G. N., Li L. V., Vyazu A. I. et al. Geologiya i metallogeniya Eniseiskogo rudnogo poyasa [Geology and metallogeny of the Yenisei ore belt], Krasnoyarsk, SNIIGiMS, 1985, 219 p.
4. Vernikovskaya A. E., Vernikovskii V. A., Matushkin N. Yu., Kadil'nikov P. I., Romanova I. V., Larionov A. N. Adakit-gabbro-anortozitovyi magmatizm zaklyuchitel'nogo (576–546 mln let) etapa razvitiya neoproterozoiskoi aktivnoi okrainy yugo-zapada Sibirskogo kratona [Adakite-gabbro-anorthosite magmatism of the final (576–546 Ma) stage of development of the Neoproterozoic active margin of the southwestern Siberian Craton], *Doklady Akademii nauk* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2017, Vol. 477, No 4, pp. 448–454. (In Russ.) DOI: 10.7868/S0869565217340138, EDN: ZWZBMT.
5. Vernikovskii V. A., Vernikovskaya A. E., Matushkin N. Yu., Romanova I. V., Berezhnaya N. G.,

- Larionov A. N., Travin A. V. Proyavleniya paleozoiskogo i rannemezozoiskogo magmatizma v rannedokembriiskoi strukture Yuzhno-Eniseiskogo kryazha [Manifestations of Paleozoic and Early Mesozoic magmatism in the Early Precambrian structure of the South Yenisei Ridge], *Doklady Akademii nauk* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2010, Vol. 432, No 1, pp. 82–88. (In Russ.)
6. Volobuev M. I., Zykov S. I., Stupnikova N. I. Geokhronologiya dokembriiskikh formatsii Sayano-Eniseiskogo regiona Sibiri [Geochronology of Precambrian formations of the Sayan-Yenisei region of Siberia]. In: Aktual'nye voprosy sovremennoi geokhronologii [Current Issues in Modern Geochronology], Moscow, Nauka Publ., 1976, pp. 96–123.
7. Zablotskii K. A. O zolotonosnosti Angaro-Kanskoi chasti Eniseiskogo kryazha [On the gold-bearing potential of the Angara-Kan part of the Yenisei Ridge]. In: Investitsionnyi potentsial mineral'no-syre'evogo kompleksa Krasnoyarskogo kraia [Investment Potential of the Mineral Resource Complex of Krasnoyarsk Krai], Krasnoyarsk, KNIIGiMS, 2000, pp. 143–149.
8. Kuznetsov Yu. A. Petrologiya dokembriya Yuzhno-Eniseiskogo kryazha [Precambrian petrology of the South Yenisei Ridge]. In: Materialy po geologii Zapadnoi Sibiri, № 15 (57) [Materials on the Geology of Western Siberia, No 15 (57)], Tomsk, West Siberian Geological Administration, 1941, 240 p.
9. Levskii L. K., Morozova I. M., Levchenkov O. A., Baikova E. S., Bogomolov E. S. Izotopno-geokhronologicheskie sistemy v metamorficheskikh porodakh (o-v Pon'goma, Belomorskii podvizhnyi poiyas) [Isotope-geochronological systems in metamorphic rocks (Pongoma Island, Belomorian Mobile Belt)], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2009, No 3, pp. 227–244. (In Russ.)
10. Legenda Eniseiskoi serii Gosudarstvennoi geologicheskoi karty RF m-ba 1 : 200 000 / red. L. K. Kachevskii [Legend for the Yenisei Series of the State Geological Map of the Russian Federation (scale 1:200,000), ed. L. K. Kachevskii], Krasnoyarsk, Krasnoyarskgeols"emka, 2002, 200 p.
11. Li L. V. Zolotorudnye mestorozhdeniya dokembriya Eniseiskogo kryazha [Precambrian gold deposits of the Yenisei Ridge], *Geologiya i poleznye iskopaemye Tsentral'noi Sibiri* [Geology and Mineral Resources of Central Siberia], Krasnoyarsk, KNIIGiMS, 1997, pp. 184–222.
12. Li L. V. Izotopnyi sostav sery sul'fidov rud Eniseiskogo kryazha [Sulfur isotope composition of ore sulfides in the Yenisei Ridge], *Doklady Akademii nauk SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences], 1979, Vol. 247, No 5, pp. 1261–1264. (In Russ.)
13. Li L. V. O svyazi ehndogenenogo orudneniya s protsessami tektono-magmaticheskoi aktivizatsii v Angaro-Kanskoi glybe [On the relationship between endogenic mineralization and processes of tectono-magmatic activation in the Angara-Kan Block], *Doklady Akademii nauk SSSR* [Proceedings of the USSR Academy of Sciences], 1982, Vol. 263, No 3, pp. 676–679. (In Russ.)
14. Likhanov I. I., Reverdatto V. V. Nizhneproterozoiskie metapelity severnoi chasti Eniseiskogo kryazha: priroda i vozrast protolita, povedenie veshchestva pri kollizionnom metamorfizme [Early Proterozoic metapelites of the northern Yenisei Ridge: nature and age of the protolith, behavior of matter during collisional metamorphism], *Geokhimiya* [Geochemistry International], 2011, No 3, pp. 239–267. (In Russ.)
15. Likhanov I. I., Reverdatto V. V., Kozlov P. S., Travin A. V. Verkhnerifeiskii vozrast kyanit-sillimanitovogo metamorfizma v Zaangar'e Eniseiskogo kryazha (po ^{40}Ar – ^{39}Ar dannym) [Late Riphean age of kyanite-sillimanite metamorphism in the Trans-Angara region of the Yenisei Ridge (based on ^{40}Ar – ^{39}Ar data)], *Doklady Akademii nauk* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2010, Vol. 433, No 6, pp. 796–801. (In Russ.)
16. Nozhkin A. D., Borisenko A. S., Nevol'ko P. A. Ehtapy pozdneproterozoiskogo magmatizma i vozrastnye rubezhi zolotogo orudneniya Eniseiskogo kryazha [Stages of Late Proterozoic magmatism and age boundaries of gold mineralization in the Yenisei Ridge], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2011, Vol. 52, No 1, pp. 158–181. (In Russ.)
17. Petrovskaya N. V. Samorodnoe zoloto (obshchaya kharakteristika, tipomorfizm, voprosy genezisa) [Native gold (general characteristics, typomorphism, genesis issues)], Moscow, Nauka Publ., 1973, 347 p.
18. Ryabukha M. A., Gibsher N. A., Tomilenko A. A., Bul'bak T. A., Khomenko M. O., Sazonov A. M. PTX-parametry metamorfogennykh i gidrotermal'nykh flyuidov: izotopiya i vozrast formirovaniya Bognaiskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya yuzhnoi chasti Eniseiskogo kryazha (Rossiya) [P-T-X



- parameters of metamorphogenic and hydrothermal fluids: isotopes and formation age of the Bogunay gold deposit, southern Yenisei Ridge (Russia)], *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 2015, Vol. 56, No 6, pp. 1153–1172. (In Russ.) DOI: 10.15372/GiG20150607.
19. Sazonov A. M. Geokhimiya zolota v metamorficheskikh tolshchakh [Geochemistry of gold in metamorphic sequences], Tomsk, Tomsk Polytechnic University Press, 1998, 168 p.
 20. Sazonov A. M., Zablotskii K. A., Linnemann U., Zvyagina E. A., Nekrasova N. A., Naumov E. A., Sil'yanov S. A. Geokhronologiya sillimanit-kordieritovykh gneisov atamanovskoi serii Yuzhno-Eniseiskogo kryazha (Rossiya) [Geochronology of sillimanite-cordierite gneisses of the Atamanovo Series, Southern Yenisei Ridge (Russia)], *Litosfera [Litosphere]*, 2017, No 2, pp. 49–59. (In Russ.)
 21. Sazonov A. M., Parnachev V. P. Severninskaya paleovulkanicheskaya struktura yuga Eniseiskogo kryazha [The Severninskaya paleovolcanic structure in the southern Yenisei Ridge]. In: Aktual'nye voprosy geologii i geografii Sibiri. T. 1 [Current Issues in the Geology and Geography of Siberia. Vol. 1], Tomsk, Tomsk State University, 1998, pp. 137–139.
 22. Semenyako V. V. et al. Geologicheskoe stroenie i poleznye iskopaemye mezhdurech'ya Bol'shoi Vesniny, Nemkinoy, Kana. Angaro-Kanskaya chast' Eniseiskogo kryazha. Otchet Bogunaiskoi partii o rezul'tatakh gruppovoi geologicheskoi s'emki i geologicheskogo doizucheniya m-ba 1 : 50 000 s obshchimi poiskami, provedennykh v 1984–1990 gg. na Bogunaiskoi ploshchadi. Listy: O-46-128-B; O-46-129-A, B, Г; O-46-141-B; O-46-142-A, Б [Geological structure and mineral resources of the interfluvial area of the Bolshaya Vesnina, Nemkina, and Kan rivers. Angara-Kan part of the Yenisei Ridge. Report by the Bogunay Party on the results of group geological mapping and supplementary geological study (scale 1:50,000) combined with general prospecting, conducted in 1984–1990 within the Bogunay area. Map sheets O-46-128-B; O-46-129-A, B, Г; O-46-141-B; O-46-142-A, Б], Kansk, 1990.
 23. Serdyuk S. S. Otsenka sovremennogo sostoyaniya i obosnovanie perspektiv osvoeniya mineral'nykh resursov Rybinskogo raiona Krasnoyarskogo kraya [Assessment of the current state and justification of prospects for the development of mineral resources in the Rybinsky District, Krasnoyarsk Krai], Krasnoyarsk, KNIIGiMS, 1994, 179 p.
 24. Turkina O. M., Berezhnaya N. G., Lepekhina E. N., Kapitonov I. N. Vozrast maficheskikh granulitov iz rannedokembriiskogo metamorficheskogo kompleksa Angaro-Kanskogo bloka (yugo-zapad Sibirskogo kratona): izotopnyi U-Pb i Lu-Hf i redkozemel'nyi sostav tsirkona [Age of mafic granulites from the Early Precambrian metamorphic complex of the Angara-Kan block (southwestern Siberian Craton): U-Pb and Lu-Hf isotopic and rare-earth element composition of zircon], *Doklady Akademii nauk [Proceedings of the Russian Academy of Sciences]*, 2012, Vol. 445, No 4, pp. 450–458. (In Russ.)
 25. Allibone A., Vargas C., Mwandale E., Kwibisa J., Jongens R., Quick S., Komarnisky N., Fanning M., Bird P., MacKenzie D., Turnbull R., Holliday J. Orogenic Gold Deposits of the Kibali District, Neoproterozoic Moto Belt, Northeastern Democratic Republic of Congo, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 185–201. DOI: 10.5382/SP.23.09.
 26. De Souza S., Perrouty S., Dubé B., Mercier-Langevin P., Linnen R. L., Olivo G. R. Metallogeny of the Neoproterozoic Malartic Gold Camp, Québec, Canada, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 29–52. DOI: 10.5382/SP.23.02.
 27. Dirks P. H. G. M., Sanislav I. V., van Ryt M. R., Huizenga J.-M., Blenkinsop T. G., Kolling S. L., Kwelwa S. D., Mwazembe G. The World-Class Gold Deposits in the Geita Greenstone Belt, Northwestern Tanzania, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 163–183. DOI: 10.5382/SP.23.08.
 28. Dubé B., Mercier-Langevin P., Ayer J., Pilote J.-L., Monecke T. Gold Deposits of the World-Class Timmins-Porcupine Camp, Abitibi Greenstone Belt, Canada, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 53–80. DOI: 10.5382/SP.23.03.
 29. McDivitt J. A., Hagemann S. G., Baggott M. S., Pezazzo S. Geologic Setting and Gold Mineralization of the Kalgoorlie Gold Camp, Yilgarn Craton, Western Australia, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geo-*

- logists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 251–274. DOI: 10.5382/SP.23.12.
30. Poulsen K. H., Barber R., Robert F. Hemlo Gold System, Superior Province, Canada, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 81–100. DOI: 10.5382/SP.23.04.
31. Sillitoe R. H. Gold Deposit Types: An Overview, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 1–28. DOI: 10.5382/SP.23.01.
32. Turner S. J., Reynolds G., Hagemann S. G. Boddington: An Enigmatic Giant Archean Gold-Copper (Molybdenum-Silver) Deposit in the Southwest Yilgarn Craton, Western Australia, *Geology of the World's Major Gold Deposits and Provinces. Society of Economic Geologists Special Publication*, 2020, Vol. 23, pp. 275–288. DOI: 10.5382/SP.23.13.
33. Urmantseva L. N., Turkina O. M., Larionov A. N. Metasedimentary rocks of the Angara-Kan granulite-gneiss block (Eenisey ridge, south-western margin of the Siberian craton): provenance characteristics, deposition and age, *J. Asian Earth Sci.*, 2012, Vol. 49, pp. 7–19.

Перепечко Кирилл Алексеевич (kirill.cap@inbox.ru)

аспирант

Сазонов Анатолий Максимович

доктор геолого-минералогических наук, профессор

Шведов Геннадий Иванович

доцент

Сибирский федеральный университет (СФУ), г. Красноярск, Россия

Perepechko Kirill Alekseyevich (kirill.cap@inbox.ru)

Postgraduate Student

Sazonov Anatoliy Maksimovich

Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor

Shvedov Gennadiy Ivanovich

Associate Professor

Siberian Federal University (SFU), Krasnoyarsk, Russia



ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



10 октября 2026 года исполняется 85 лет председателю президиума общероссийской общественной организации «Ветеран-геологоразведчик», заслуженному геологу Российской Федерации Леониду Павловичу Антоновичу.

За плечами юбиляра яркая, полная замечательных событий жизнь. Леонид Павлович принимал участие в открытии месторождений алмазов, золота, угля, железных руд, апатита. Он крупный специалист в сфере проведения геологоразведочных работ и великолепный организатор, обладающий уникальным опытом работы с людьми.

Возглавляя президиум ООО «Ветеран-геологоразведчик», Л. П. Антонович всемерно содействует работе региональных ветеранских организаций геологоразведочной отрасли России, с большим

вниманием относится к задаче социальной и моральной поддержки ветеранов-геологоразведчиков нашей страны.

Леонид Павлович Антонович принадлежит к поколению людей, на долю которых ещё в детские годы выпали тяжёлые испытания. Его отец, имея бронь как многодетный родитель (в семье было восемь детей), ушёл добровольцем на фронт в 1941 году и погиб, защищая Ленинград от налёта фашистских бомбардировщиков. Мать Леонида Павловича в условиях Крайнего Севера вырастила детей, шестеро из которых затем получили высшее и среднее специальное образование. Памяти своего папы Павла Григорьевича и мамы Прасковьи Семёновны Леонид Павлович посвятил очерк, опубликованный в книге «Геологи – дети войны».

В возрасте 15 лет, желая как можно быстрее помогать семье, Леонид Павлович поступил в Алданский горный техникум. Так начался его путь в геологии. Целеустремлённость юного ученика вкупе с профессионализмом преподавателей, а также опыт, полученный на трёх сложнейших производственных практиках в шахтах Западной Сибири, помогли Леониду Павловичу получить очень хорошие знания и навыки практической работы. По окончании первого этапа обучения он получил удостоверения бурильщика, проходчика подземных горных выработок, машиниста электровоза и породопогрузочной машины – эти специальности оченьгодились ему в последующей работе.

По распределению, состоявшемуся в 1960 году, молодой техник Леонид Антонович с женой Валентиной попал в Аллах-Юньскую экспедицию Якутского геологического управления, где на разведке Буларского золоторудного месторождения вначале трудился проходчиком, а через три месяца стал горным мастером. В ходе работы на слюдяном руднике Эмельджак Леонид Павлович проявил себя как прекрасный специалист и организатор, и через пять лет он уже был начальником участка эксплуатационной разведки со штатом 460 человек.

В 1965 году Л. П. Антонович стал студентом-заочником Якутского государственного университета и почти одновременно приступил к работе в Якутском производственном геологическом объединении – самом крупном в стране не только по территории (3,1 млн км²) и численности работников (около 30 тысяч), но и по выполняемым ежегод-

но физическим объёмам геологоразведочных работ. В этой мощной организации Леонид Павлович прошёл путь от инженера до заместителя генерального директора.

В 1992 году, в период смены общественных формаций в нашей стране, Л. П. Антонович создал и возглавил государственное предприятие Республики Саха (Якутия) «Якутгеолснаб» (в последующем – ОАО «Геотекс»), администрация которого ежеквартально индексировала и своевременно выплачивала работникам зарплату. В 1996–1998 гг. Леонид Павлович возглавлял управление экономики и инвестиций министерства промышленности Республики Саха (Якутия). Затем он занял должность заместителя генерального директора по производству ЗАО «Якутстройматериалы» и организовал выпуск, в дополнение к основной продукции, изделий из камнесамоцветного сырья. В 2001 году в Париже эти произведения были удостоены «Золотого приза Европы „За качество“», Л. П. Антоновичу вручили почётный золотой нагрудный знак.

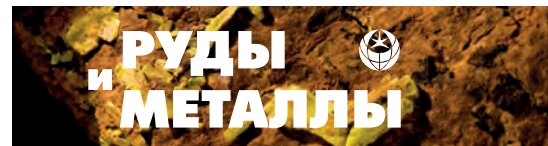
В 2003 году в жизни Леонида Павловича начался этап, связанный с работой в Москве. До 2012 г. он был руководителем проекта, главным инженером – заместителем генерального директора ОАО «Первая горнорудная компания», участвуя в разведке месторождений Сардана в Якутии и Павловского на архипелаге Новая Земля, а затем до 2015 г. работал советником генерального директора ОАО «Росгеология». Также после избрания в 2004 г. председателем Совета ветеранов региональной общественной организации ПГО «Якутскгеология» и заместителем председателя президиума ООО «Ветеран-геологоразведчик» он стал активным участником ветеранского движения геологов России.

В 2010 году Л. П. Антонович был облечён доверием коллег и избран председателем президиума ООО «Ветеран-геологоразведчик». Леонид Павлович принял этот ответственный пост от видного геолога и общественного деятеля Владимира Борисовича Мазура и встал во главе структуры, в составе которой в то время работали межрегиональные организации (Московская, Санкт-Петербургская и Ярославская) и 56 региональных отделений, объединявших свыше 40 тысяч ветеранов (пенсионеров) геологоразведчиков в первичных ячейках на предприятиях геологического профиля в краях, областях и республиках РФ.

За время работы Л. П. Антоновича председателем президиума ООО «Ветеран-геологоразведчик» успешно реализованы три пятилетние программы организации, одобренные Федеральным агентством по недропользованию (Роснедра), и выполняется четвёртая, намеченная на 2026–2030 гг. Большую работу проводят президиум и лично Леонид Павлович, выпуская книги в серии «Жизнь замечательных людей. Геологи». Изданные под эгидой общественной организации «Российское геологическое общество» (РосГео) 25 томов сборника «Геология – жизнь моя» на 90 % написаны ветеранами-геологоразведчиками.

Особое направление работы президиума ООО «Ветеран-геологоразведчик» и объект большой заботы Л. П. Антоновича – детско-юношеское геологическое движение. Совместно с активистами советов ветеранов межрегиональных, региональных и первичных геологических организаций Леонид Павлович и члены президиума участвуют в подготовке команд и проведении полевых олимпиад движения, составляют минералогические коллекции и передают их в школы и геологические кружки, проводят с ребятами занятия. И, конечно, сын героя Великой Отечественной войны Леонид Павлович Антонович вместе с членами президиума ООО «Ветеран-геологоразведчик», председателями и ветеранами региональных организаций и геологических предприятий участвует в создании и пополнении галереи «Бессмертного полка», обновлении и открытии мемориалов, аллей памяти, делает всё возможное для патриотического воспитания новых поколений.

Особого уважения заслуживает организованный по инициативе Л. П. Антоновича и разработанный в соответствии с постановлением Роснедр Всероссийский конкурс имени Б. М. Зубарева,



впервые проведённый в 2025 году к 80-летию Победы в Великой Отечественной войне. Борис Матвеевич Зубарев – участник Великой Отечественной войны, лётчик-истребитель, геолог, первооткрыватель ряда месторождений, 14 лет занимал пост первого заместителя министра геологии РСФСР, а затем ещё столько же – первого заместителя министра геологии СССР. С учётом массовости первого конкурса согласно мартовскому постановлению Роснедр с 2026 года это мероприятие проводится ежегодно.

Плодотворный труд Леонида Павловича Антоновича высоко оценён Родиной. Юбиляр удостоен званий «Заслуженный геолог Российской Федерации» и «Заслуженный работник народного хозяйства Республики Саха (Якутия)», награждён орденом «Знак Почёта», медалями «Ветеран труда», «За строительство БАМ», «100 лет геологической службе», серебряной и бронзовой медалями ВДНХ СССР, нагрудными знаками «Отличник разведки недр», «Почётный разведчик недр», «300 лет горно-геологической службе России».

Леонид Павлович, мы сердечно поздравляем Вас с замечательной датой и желаем крепкого здоровья, счастья, успеха в Вашей благородной деятельности!

Коллеги по производственной и общественной работе

*Члены Совета ветеранов Московской межрегиональной организации,
региональных отделений, президиума ООО «Ветеран-геологоразведчик»*

Члены редколлегии журнала «Руды и металлы»

ПАМЯТИ

**1972–2026**

ЦНИГРИ с глубоким прискорбием сообщает, что 9 октября 2026 года ушёл из жизни **Данила Алексеевич Куликов**, заместитель генерального директора нашего института, кандидат геолого-минералогических наук, руководитель важнейшего направления работы коллектива – анализа и мониторинга минерально-сырьевой базы, замечательный геолог, надёжный товарищ, светлый человек.

Данила Алексеевич – выпускник Московского геологоразведочного института имени Серго Орджоникидзе по специальности «Геологическая съёмка, поиски и разведка». Он принадлежит к поколению, пришедшему в геологию в трудные 1990-е годы – квалификация горного инженера-геолога присвоена ему в 1994 году. Сегодня такие специалисты, как Данила Алексеевич, на вес золота. Не только высокая квалификация, но и огромное чувство от-

ветственности за порученное дело всегда отличали его. Во всех проектах, которые возглавлял Данила Алексеевич Куликов, коллеги и руководство ЦНИГРИ чувствовали себя как за каменной стеной.

Профессиональная деятельность Данилы Алексеевича была неразрывно связана с ЦНИГРИ, он прошёл путь от научного сотрудника до заместителя генерального директора. Посвятил свою жизнь развитию минерально-сырьевой базы России.

По окончании аспирантуры Бурятского геологического института СО РАН Д. А. Куликов защитил кандидатскую диссертацию в 1999 г. на тему «Неоднородность и неравномерность распределения золота по крупности его частиц и их влияние на оценку золотоносности золоторудных объектов».

Его фундаментальные исследования, основанные на анализе руд Ирокиндинского и Зун-Холбинского месторождений, внесли значительный вклад в развитие методов оценки золотоносных месторождений.

Под руководством и при непосредственном участии Данилы Алексеевича были реализованы важнейшие проекты по оценке и разведке месторождений благородных металлов. Его научные разработки в области методов оценки прогнозных ресурсов получили признание профессионального сообщества.

За свои заслуги Данила Алексеевич был удостоен знаками «Отличник разведки недр», «Почётный разведчик недр», в 2019 г. занесён на Доску Почёта Федерального Агентства по недропользованию.

Светлая память о Даниле Алексеевиче Куликове навсегда останется в сердцах всех, кто знал его и работал с ним.

*Дирекция, профком, Совет ветеранов и коллектив ФГБУ «ЦНИГРИ»
выражают искренние соболезнования родным и близким
Данилы Алексеевича Куликова*