

ISSN 0869-5997
e-ISSN 2782-554X

РУДЫ и МЕТАЛЛЫ



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

2/2026

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ 2/2026

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

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

RUDY I METALLY (ORES AND METALS)

2/2026

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

Vasiliy 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

Advisor to Managing Director, Polyus PJSC
PhD



СОДЕРЖАНИЕ

CONTENTS

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Столяров И. О., Гирфанов М. М.

Применение данных ASTER и методов многомерного анализа для прогнозирования меднопорфирового оруденения в условиях перекрытых территорий (на примере Крайчиковского рудопоявления, Средний Урал)

Хмельков А. М., Чугуевская Э. А.

К вопросу транспортабельности кимберлитовых минералов относительно коренного источника на примере пиропы и пикроильменита

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Аунг Чит Сан, Игнатов П. А.

Геологическое строение стратиформного Ag-Zn-Pb месторождения Боусайнг, Республика Союз Мьянма

**Козлов Н. Н., Волков А. В.,
Мурашов К. Ю.**

Золотосульфидное месторождение Попутнинское (Енисейский край)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОРОД И РУД

**Ефанова Л. И., Пархачева К. Г.,
Макеев Б. А.**

Минералого-геохимические особенности россыпного золота и минералов висмута в пределах Яротагорского кварцево-жильного золоторудного поля (Приполярный Урал). Прогноз коренного источника золота

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

«Редкая» новинка среди книг

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

Stolyarov I. O., Girfanov M. M.

Application of the ASTER data and multivariate analysis techniques to forecasting porphyry copper mineralization within territories under significant sedimentary and vegetation cover: The case of the Kraichikovo copper occurrence, Middle Urals

Khmelkov A. M., Chuguevskaya E. A.

On the problem of transportability of kimberlite minerals relative to their source: The case of pyrope and picroilmenite

GEOLOGY OF ORE DEPOSITS

Aung Chit San, Ignatov P. A.

Geological features of the Bawsaing stratiform Ag-Zn-Pb deposit, Republic of the Union of Myanmar

**Kozlov N. N., Volkov A. V.,
Murashov K. Yu.**

The Poputninskoe gold-sulfide deposit, Yenisei Ridge

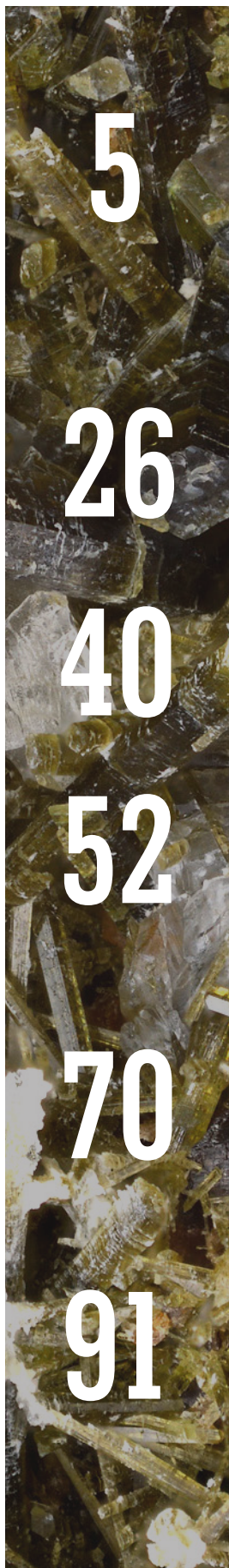
PETROGRAPHY AND MINERALOGY OF MINERAL DEPOSITS

**Efanova L. I., Parkhacheva K. G.,
Makeev B. A.**

Mineralogical and geochemical features of alluvial gold and bismuth minerals from within the Yarotashor quartz-vein gold field (Subpolar Urals): Forecasting the primary gold source

NEWS, INFORMATION

A «rare» new book





Применение данных ASTER и методов многомерного анализа для прогнозирования меднопорфирового оруденения в условиях перекрытых территорий (на примере Крайчиковского рудопоя, Средний Урал)

Столяров И. О.^{1,2}, Гирфанов М. М.¹

¹ ЦНИГРИ, г. Москва, Россия; ² РУДН им. Патриса Лумумбы, г. Москва, Россия

Аннотация. Оценена эффективность мультиспектральных данных спутника Terra/ASTER для прогнозирования меднопорфирового оруденения на примере Крайчиковского рудопоя (Средний Урал) в условиях мощного осадочного чехла и густой растительности. Прямое применение минералогических индексов даёт картину, контролируемую ландшафтно-антропогенными факторами, что согласуется с мировым опытом. Показано, что метод главных компонент (PCA) эффективно нивелирует помехи. Идентифицированы ключевые компоненты: PC4 (маркирует разрывные нарушения и выходы коренных пород) и PC6 (прямой индикатор метасоматических изменений). Линементный анализ детализировал рудоконтролирующую структуру. На основе совмещения PC6 и PC4 синтезирована ранжированная карта перспективности с новыми участками. Обсуждаются причины успеха метода (выделение слабых независимых сигналов) и ограничения (техногенные помехи). Результаты подтверждают целесообразность адаптации методик ASTER с использованием PCA для ранних стадий ГРП на перекрытых территориях умеренного пояса.

Ключевые слова: ASTER, дистанционное зондирование, анализ главных компонент (PCA), меднопорфировое оруденение, Средний Урал, Крайчиковское рудопоя, спектральные индексы, линементный анализ.

Для цитирования: Столяров И. О., Гирфанов М. М. Применение данных ASTER и методов многомерного анализа для прогнозирования меднопорфирового оруденения в условиях перекрытых территорий (на примере Крайчиковского рудопоя, Средний Урал). Руды и металлы. 2026. № 2. С. 5–25. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10006.

Application of the ASTER data and multivariate analysis techniques to forecasting porphyry copper mineralization within territories under significant sedimentary and vegetation cover: The case of the Kraichikovo copper occurrence, Middle Urals

Stolyarov I. O.^{1,2}, Girfanov M. M.¹

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

² Patrice Lumumba Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

Annotation. Efficiency of Terra/ASTER satellite multispectral data as applied to forecast of porphyry copper mineralization under conditions of the thick sedimentary and dense vegetation cover was assessed on an example of the Kraichikovo occurrence (Middle Urals). Direct application of the mineralogical indices yielded only the patterns controlled by landscape and anthropogenic factors, which was consistent with the global experience. At the same time, it was demonstrated that the interfering factors were effectively suppressed using the principal component analysis (PCA) technique. The key components identified were PC4 (marking fault zones and bedrock exposures) and PC6 (representing a direct indicator of Al–OH containing metasomatic alterations). The ore-controlling structure was detailed by means of the lineament analysis. A map of ranked prospectivity with new target areas was synthesized based on integrating of the PC6 and PC4. Reasons for the success of the method (extraction of weak, statistically independent spectral signals) and its limitations (anthropogenic noise) are discussed. The results of the research confirm practicability of the adaptation of the PCA-based ASTER interpretation techniques for early-phase exploration at overcovered territories within the temperate zone.

Keywords: ASTER, remote sensing, principal component analysis (PCA), porphyry copper mineralization, Middle Urals, Kraichikovo ore occurrence, spectral indices, lineament analysis.

For citation: Stolyarov I. O., Girfanov M. M. Application of the ASTER data and multivariate analysis techniques to forecasting porphyry copper mineralization within territories under significant sedimentary and vegetation cover: The case of the Kraichikovo copper occurrence, Middle Urals. Rudy i metally (Ores and metals). 2026. No. 2. pp. 5–25. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10006.





Введение

В практике современных геологических исследований данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) перешли из разряда экспериментальных инструментов в категорию необходимых. Спутниковые платформы, такие как Landsat, Terra/ASTER, Sentinel-2, и гиперспектральные системы (PRISMA, EnMAP), предоставляя многоканальные изображения поверхности, открывают широкие возможности для специалистов в области наук о Земле [5]. Особенно актуально применение этих платформ на ранних (прогнозно-минерагенических и поисковых) стадиях геологоразведочных работ (ГРП) на цветные и благородные металлы, где они позволяют эффективно оценивать перспективность слабо изученных территорий и оптимизировать планирование поисковых работ даже в рамках известных рудных районов [6, 7].

Однако потенциал мультиспектральной съёмки в ГРП реализуется не в полной мере из-за ряда природных ограничений. Основными сдерживающими факторами являются густой растительный покров, скрывающий спектральные особенности пород, и мощный чехол рыхлых отложений, экранирующий коренные геологические образования [27]. Таким образом, наиболее информативными оказываются спутниковые снимки обнажённых или слабоперекрытых территорий, например аридных и семиаридных регионов, где успешно применяются как стандартные минералогические индексы, так и методы спектрального анализа [20, 23].

В последние годы возрос интерес к адаптации методов дистанционного зондирования для условий умеренного пояса [13, 26]. Активно развиваются подходы, направленные на «очистку» спектрального сигнала от влияния растительности и почв, включая методы спектрального расслоения (spectral unmixing), машинного обучения и, в частности, анализ главных компонент (РСА) в его различных модификациях [19, 27]. Эти методы показали свою эффективность для выявления слабых геохимических и минералогических аномалий под тонким чехлом [9].

В данной работе исследуется возможность применения классического РСА к данным спутника ASTER для прогноза и картирования в условиях района Крайчиковского меднопорфирового рудопрооявления (Средний Урал). Метод анализа снимков ASTER, известный своей эффективностью для дешифрирования структур в аридных регионах [16, 20], в условиях умеренного пояса и перекрытой территории требует адаптации и верификации. Целью работы является оценка корректности и разработка методики интерпретации спектральных данных при наличии указанных ограничивающих факторов, а также сравнение эффективности метода использования прямых индексов и многомерного статистического анализа.

Объект исследований

Район Крайчиковского рудопрооявления расположен в восточной части Среднего Урала. Выбор данного полигона для апробации методики прогнозирования на основе данных ASTER обусловлен комплексом факторов, характерных для слабоизученных и перекрытых территорий умеренного пояса: наличие мощного (до 70 м) чехла мезо-кайнозойских осадочных отложений, высокая степень залесённости, а также дискуссионность и фрагментарность существующих геологических построений [2]. Данные фондовых отчётов (Курочкин Ю. С., 1961; Вознесенский А. И. и др., 1995) свидетельствуют о существенных расхождениях в трактовке геологического строения. В этих условиях дистанционные методы могут выступить в роли инструмента, позволяющего получить новую независимую информацию о глубинном строении и минерагеническом потенциале территории.

В региональном тектоническом плане район исследований приурочен к восточной зоне Уральской складчатой системы, входящей в состав Увельско-Еленовского вулканоплутонического пояса (ВПП) (рис. 1). Этот пояс, сформированный в позднем девоне – раннем карбоне, трассирует зону сочленения Алапаевско-Теченского синклиория и Красногвардейского антиклиория [2] и характеризуется

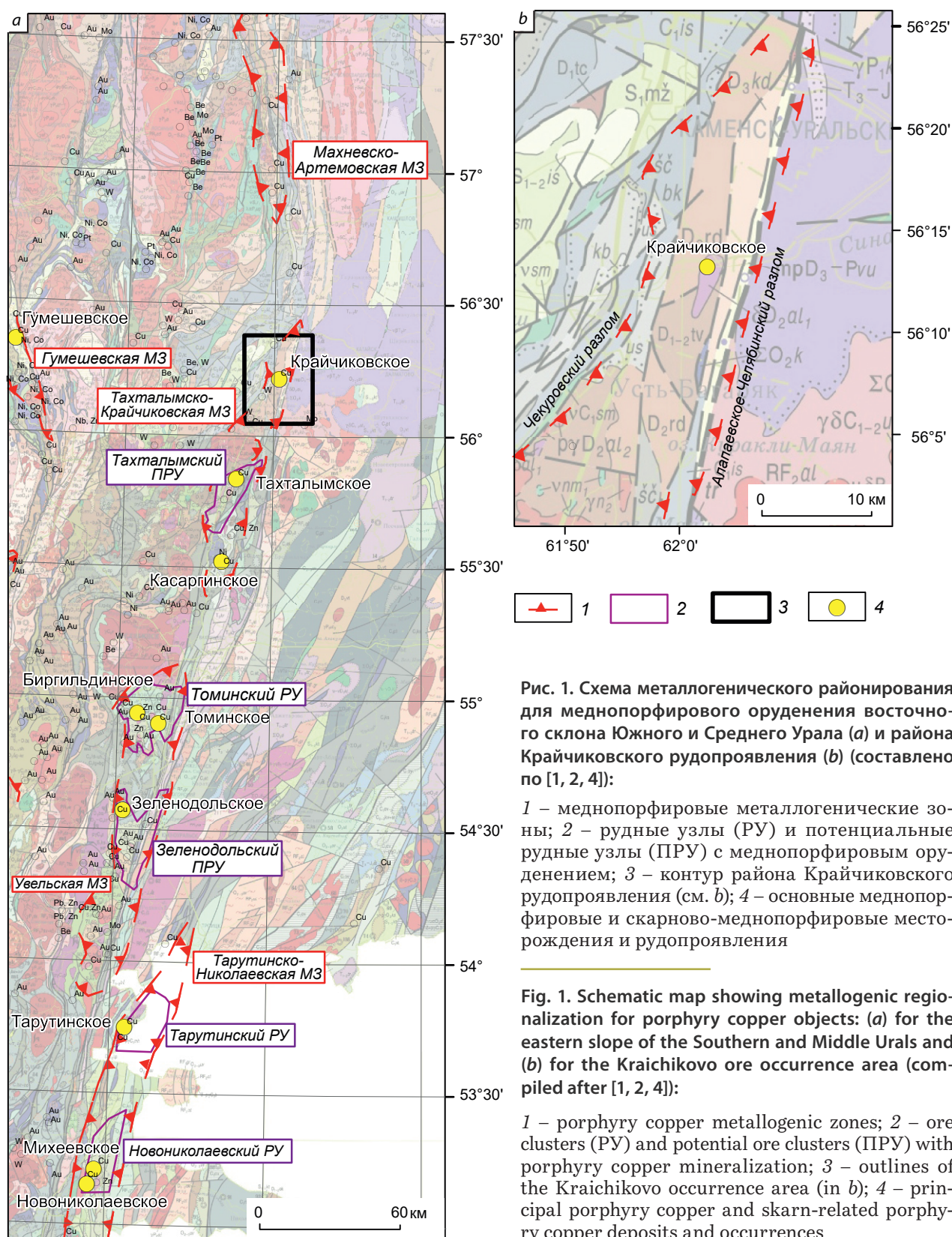


Рис. 1. Схема металлогенического районирования для меднопорфирового оруденения восточного склона Южного и Среднего Урала (а) и района Крайчиковского рудопроявления (б) (составлено по [1, 2, 4]):

1 – меднопорфировые металлогенические зоны; 2 – рудные узлы (РУ) и потенциальные рудные узлы (ПРУ) с меднопорфировым оруденением; 3 – контур района Крайчиковского рудопроявления (см. б); 4 – основные меднопорфировые и скарново-меднопорфировые месторождения и рудопроявления

Fig. 1. Schematic map showing metallogenic regionalization for porphyry copper objects: (a) for the eastern slope of the Southern and Middle Urals and (b) for the Kraichikovo ore occurrence area (compiled after [1, 2, 4]):

1 – porphyry copper metallogenic zones; 2 – ore clusters (PY) and potential ore clusters (PPY) with porphyry copper mineralization; 3 – outlines of the Kraichikovo occurrence area (in b); 4 – principal porphyry copper and skarn-related porphyry copper deposits and occurrences

широким развитием вулканогенных толщ базальт-андезит-риолитового состава и комагматичных им интрузивных образований гранодиорит-гранитовой и диоритовой формаций [1]. Именно с магматическими комплексами этого этапа на Урале связан основной объём меднопорфирового оруденения, включая крупное Томинское месторождение и ряд более мелких объектов [3, 4].

В пределах Увельско-Еленовского пояса на основе анализа геофизических данных и результатов предшествующих поисковых работ в последние годы выделяется Тахталымско-Крайчиковская меднопорфировая зона [4]. Она имеет субмеридиональное простирание, прослеживаясь вдоль западного крыла Алапаевско-Челябинского глубинного разлома, и объединяет ряд рудопроявлений и геохимических аномалий меди и молибдена. Крайчиковское рудопроявление рассматривается как один из перспективных объектов в пределах этой зоны. Структурный контроль зоны определяется её приуроченностью к области динамического влияния Алапаевско-Челябинского разлома – одной из главных рудоконтролирующих структур Урала. Субмеридиональные разломы этого направления служат главными рудоподводящими каналами, а оперяющие их нарушения северо-западного и северо-восточного простирания создают структурные ловушки, благоприятные для локализации штокверковых рудных тел.

В строении непосредственно Крайчиковского рудопроявления принимают участие сложно дислоцированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы девона, прорванные многочисленными субвулканическими и гипабиссальными интрузивами. Анализ материалов предшествующих геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000 [2], а также фондовых отчётов (Курочкин Ю. С., 1961; Вознесенский А. И. и др., 1995) свидетельствует о существенных расхождениях в трактовке геологического строения. Наиболее детальной и пригодной для целей данного исследования представляется модель, разработанная под руководством А. И. Вознесенского (1995). Именно она поло-

жена в основу схемы геологического строения, представленной на рис. 2.

Согласно этой модели, в геологическом строении района Крайчиковского рудопроявления выделяются три основные группы пород.

Интрузивные образования, потенциально продуктивные на меднопорфировое оруденение, объединены в *крайчиковский (алтынайский) гипабиссальный комплекс* ($D_{2-3}?$). Породы комплекса слагают штокообразные и дайкообразные тела, прорывающие вулканогенные толщи. В его составе выделяются две фазы. К первой фазе отнесены диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты, образующие относительно крупные массивы и их апофизы в центральной части площади, с которыми пространственно и генетически связывается прожилково-вкрапленная медная минерализация. Вторую фазу представляют плагиогранит-порфиры и тоналит-порфиры, рудоносность которых достоверно не установлена. Кроме того, в состав комплекса иногда включают субвулканические тела риодацитов и риолитов (Вознесенский А. И. и др., 1995).

Девонские стратифицированные комплексы слагают вулканогенное обрамление интрузивов. В центральной части площади развиты породы крайчиковской ($D_2?$) и лавово-пирокластической ($D_3?$) толщ, представленные лавами, лавокластами и туфами базальтов и андезибазальтов, риолитами и дацитами.

Комплексы периферии рудопроявления представлены как более древними, так и более молодыми образованиями. На юге площади залегают терригенно-карбонатные отложения куракли-маянской толщи (D_{2-3}), к северо-востоку – развиты граниты акчаульского (C_3-P_1) и султаевского (C_2) комплексов, на западной и юго-западной периферии фрагментарно присутствуют вулканогенные отложения туринской свиты ($D_3?$) (базальты, их туфы, риодациты), нерасчленённые нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи, а также метаморфические сланцы улу-гушской свиты ($O?$).

Тектоническая структура района определяется его положением в зоне сочленения

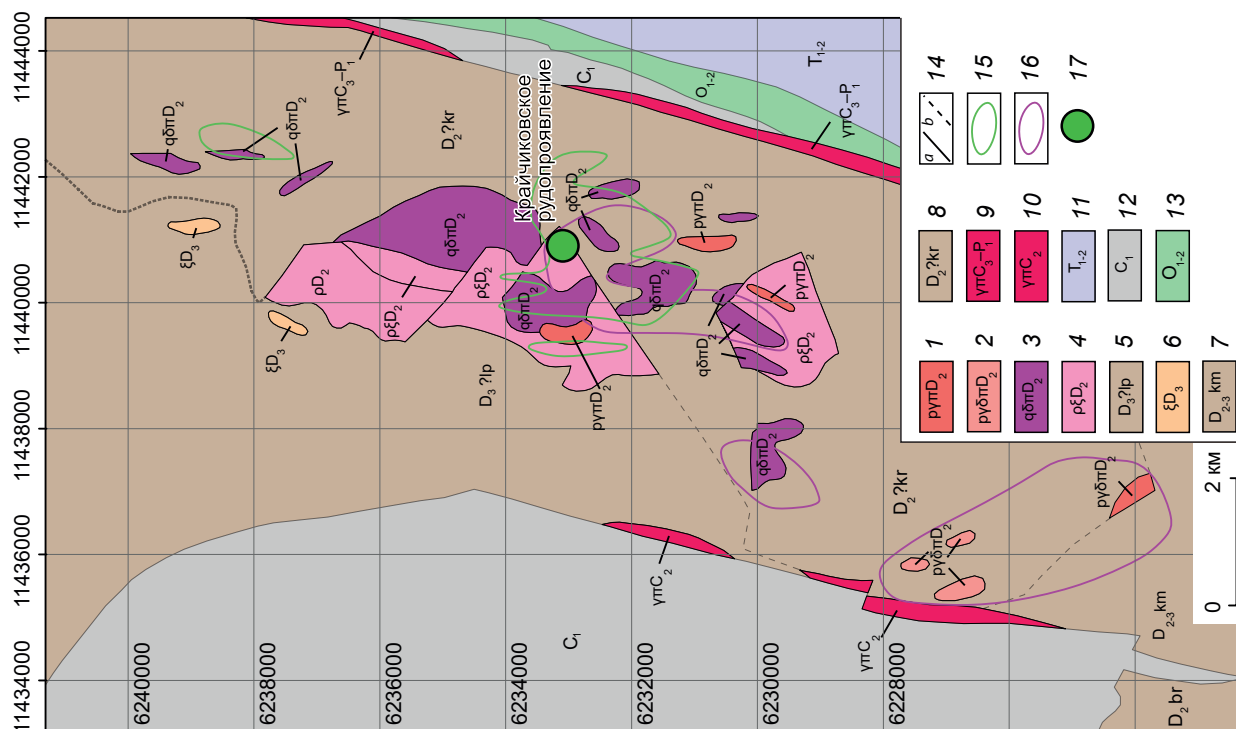


Рис. 2. Геологическое строение района Крайчиковского рудопрооявления (составлено по материалам А. И. Вознесенского и др., 1995):

1–4 – крайчиковский гипабиссальный (субвулканический) комплекс (потенциально продуктивный): 1 – плагиогранит-порфиры, 2 – тоналит-порфиры, 3 – диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры, 4 – субвулканические тела риодацитов и риолитов; 5–8 – девонские стратифицированные комплексы (потенциально рудовмещающие): 5 – лавово-пирокластическая толща (базальты, андезиталяты, их туфы), 6 – субвулканическая толща дацитов, 7 – куракли-маянская толща (аргиллиты, мергели, известняки, туфы), 8 – крайчиковская толща (базальты, риолиты, дациты); 9, 10 – интрузивные комплексы периферии: 9 – акчаульский комплекс (гранит-порфиры), 10 – султаевский комплекс (лейкограниты, гранит-порфиры); 11–13 – стратифицированные комплексы периферии: 11 – туринская свита (базальты, риодациты, туфы), 12 – нижнекаменноугольные толщи (терригенно-карбонатные), 13 – улугушская свита (сланцы, микрокварциты); 14 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 15 – геохимические аномалии меди (0,015–0,3 %); 16 – геохимические аномалии молибдена (0,001–0,1 %); 17 – Крайчиковское рудопрооявление

Fig. 2. Geological map of the Kraichikovo ore occurrence area (modified after A. I. Voznesensky et al., 1995):

Kraichikovo hypabyssal (subvolcanic) complex (potentially productive): 1 – plagiogranite porphyries, 2 – tonalite porphyries, 3 – diorite porphyries, quartz diorite porphyrites, 4 – subvolcanic bodies of rhyodacites and rhyolites; Devonian stratified complexes (potentially ore-hosting): 5 – lava-pyroclastic sequence (basalts, andesibasalts, their tufts), 6 – subvolcanic bodies of dacites, 7 – Kurakli-Mayan sequence (mudstones, marls, limestones, tufts), 8 – Kraichikovo sequence (basalts, rhyolites, dacites); peripheral intrusive suites: 9 – Akchaul Suite (granite porphyries), 10 – Sultaev Suite (leucogranites, granite porphyries); peripheral stratified complexes: 11 – Turinskaya Formation (basalts, rhyodacites, tufts), 12 – Lower Carboniferous sequences (terrigenous-carbonate), 13 – Ulugush Formation (schists, microquartzites); 14 – geological boundaries: a – reliable, b – inferred; 15 – copper geochemical anomalies (Cu 0.015–0.3 %); 16 – molybdenum geochemical anomalies (Mo 0.001–0.1 %); 17 – Kraichikovo ore occurrence





крупных блоков земной коры. Породы часто интенсивно дислоцированы разрывной тектоникой и приразломной складчатостью. Главную роль играют субмеридиональные разломы, параллельные Алапаевско-Челябинскому глубинному разлому, которые контролируют размещение интрузивных тел крайчиковского комплекса. Широко развиты также диагональные разломы северо-западного и северо-восточного простираний, зоны пересечения которых с субмеридиональными структурами являются наиболее перспективными для локализации рудной минерализации.

Крайчиковское рудопоявление было выявлено в 1950-х годах при проходке колодца, где были вскрыты зоны сульфидизации. Первоначально, на основе изучения небольшого объема керна, объект интерпретировался как колчеданный и был отнесен к разряду непромышленных (Курочкин Ю. С., 1961). Позднее, в ходе геолого-съемочных работ, в пределах площади был закартирован ряд геохимических аномалий меди (с содержаниями от 0,015 до 0,3 %) и молибдена (от 0,001 до 0,1 %), пространственно приуроченных к выходам пород крайчиковского комплекса (Вознесенский А. И. и др., 1995).

В современной трактовке, основанной на пересмотре геологии района с позиций рудно-формационного анализа, Крайчиковское рудопоявление рассматривается в качестве объекта меднопорфирового типа [1, 4]. Оруденение, по аналогии с Томинским месторождением, связывается с малыми интрузиями диорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров и тоналит-порфиров, для которых характерны дорудные и внутрирудные гидротермальные изменения, включая серицитизацию, окварцевание и сульфидизацию.

В настоящее время на Крайчиковском рудопоявлении проводятся поисковые работы, которые позволяют установить перспективы его промышленной рудоносности.

Методика исследования

В работе использованы данные спутника ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) уровня обработки

Level 1T (ортокорректированные сцены). Выбор обусловлен уникальными спектральными возможностями этой системы: ASTER регистрирует электромагнитное излучение в 14 каналах (табл. 1). ASTER остаётся одной из немногих мультиспектральных систем, специально ориентированных на геологические задачи и продолжающих предоставлять данные, пригодные для регионального минералогического картографирования.

VNIR (Visible and Near Infrared) – каналы видимого и ближнего инфракрасного диапазона. Наибольшее значение для геологических исследований имеет соотношение каналов 2 и 1, позволяющее картировать зоны окисления железа. Также VNIR чувствителен к хлорофиллу зелёной растительности – основному источнику «шума» в данных.

Ключевым преимуществом сенсора ASTER перед предшествующими мультиспектральными системами является наличие шести спектральных каналов в коротковолновом инфракрасном диапазоне (SWIR, Short-Wave Infrared; 1,60–2,43 мкм) [6, 13]. Это позволяет не просто фиксировать наличие гидроксилсодержащих минералов, а различать их типы на основе фундаментальных колебательных процессов в кристаллической решётке [20].

Спектральные характеристики минералов в области 1,60–2,43 мкм обусловлены обертонами и составными частотами фундаментальных колебаний атомных связей [8]. В отличие от видимого диапазона (VNIR), где доминируют электронные переходы, в SWIR регистрируются исключительно колебательные процессы [10].

Диагностика гидротермальных минералов по данным ASTER SWIR базируется на групповой принадлежности, определяемой типом колебательной связи и положением полосы поглощения (табл. 2) [20].

TIR (Thermal Infrared) – пять каналов теплового диапазона, регистрируют собственное тепловое излучение поверхности. Кварц и безводные силикаты имеют специфические особенности эмиссии (так называемый рестрален-эффект), что используется для прямого выделения кварцсодержащих пород.



Табл. 1. Спектральные характеристики каналов сенсора ASTER (составлено по [6, 27])

Table 1. Spectral characteristics of ASTER sensor channels (compiled after [6, 27])

Диапазон	Номер канала (В)	Спектральный диапазон, мкм	Пространственное разрешение, м
Видимый и ближний инфракрасный (VNIR)	1	0,52–0,60	15
	2	0,63–0,69	15
	3	0,78–0,86	15
Коротковолновый инфракрасный (SWIR)	4	1,600–1,700	30
	5	2,145–2,185	30
	6	2,185–2,225	30
	7	2,235–2,285	30
	8	2,295–2,365	30
	9	2,360–2,430	30
Тепловой инфракрасный (TIR)	10	8,125–8,475	90
	11	8,475–8,825	90
	12	8,925–9,275	90
	13	10,250–10,950	90
	14	10,950–11,650	90

Табл. 2. Диагностические полосы поглощения и соответствующие каналы ASTER для основных типов гидротермальных изменений (составлено по [23])

Table 2. Diagnostic absorption bands and the corresponding ASTER channels for main hydrothermal alteration types (compiled after [23])

Зона изменений	Группа минералов	Ключевые минералы	Диагностическая полоса, мкм	Канал ASTER
Аргиллизация	Глинистые минералы (Al–OH)	Каолинит, алунит	2,17	5
Филлизитизация	Слюды (Al–OH)	Мусковит (серицит), иллит	2,20	6
Пропилитизация	Хлориты/Эпидот (Fe,Mg–OH)	Хлорит, эпидот	2,32–2,35	8
Карбонатизация	Карбонаты (CO ₃)	Кальцит, доломит	2,33–2,35 (кальцит), 2,30–2,32 (доломит)	7 (кальцит), 8 (доломит)

Для обработки были отобраны покрывающие район Крайчиковского рудопроявления две сцены с минимальным облачным покровом. Использованы сцены ASTER уровня L1T с идентификаторами AST_07XT_00405282004 070732 (VNIR+SWIR) и AST_09T_0040528200

4070732, датированные 28 мая 2004 г. Выбор данных указанного периода обусловлен тем, что SWIR-сенсор ASTER сохранял работоспособность до апреля 2008 г., что гарантирует отсутствие аппаратных артефактов в коротковолновом инфракрасном диапазоне [6].

Отобранные сцены характеризуются полным отсутствием облачного покрова, что подтверждено визуальным контролем RGB-композиций (B3/B2/B1) и анализом значений яркости в VNIR-каналах. В связи с этим дополнительная маскировка облаков и теней не требовалась.

На первом этапе выполнен расчёт четырёх спектральных индексов, традиционно применяемых для выделения минералогических аномалий, характерных для меднопорфировых систем:

1. Индекс глинистых минералов (Clay Minerals Index, CMI): B5/B6. Канал 5 (2,145–2,185 мкм) расположен в зоне высокого отражения для большинства диоктаэдрических глинистых и слюдистых минералов, тогда как канал 6 (2,185–2,225 мкм) приходится на интенсивную полосу поглощения, обусловленную колебаниями связи Al–OH. Высокие значения индекса указывают на присутствие каолинита, иллита, монтмориллонита – типичных продуктов гидротермального изменения. В работе Jellouli и др. (2025) [15] данный индекс успешно применён для картирования зон серицитизации и аргиллитизации в пределах медного пояса Антиатласа.

2. Индекс оксидов железа (Iron Oxide Index, IOI): B2/B1. В видимом диапазоне оксиды и гидроксиды трёхвалентного железа (гематит, гётит, ярозит) характеризуются резким ростом отражательной способности от синей (канал 1) к красной (канал 2) области спектра. Отношение B2/B1 позволяет картировать зоны окисления и гипергенеза, часто сопутствующие рудной минерализации [16].

3. Индекс карбонатов (Carbonate Index, CI): B7/B8. Канал 7 (2,235–2,285 мкм) – референсное положение вне полос поглощения, в то время как канал 8 (2,295–2,365 мкм) совпадает с фундаментальной полосой поглощения CO₃-группы в кальците, доломите, магнезите [12]. Повышенные значения индекса маркируют зоны карбонатизации и прожилково-вкрапленной минерализации.

4. Индекс кварца для TIR-диапазона (Quartz Index, QI): (B11×B11)/(B10×B12). Кварц отличается так называемым рестрален-минимумом –

резким падением эмиссии в интервале 8–10 мкм. Канал 11 (8,475–8,825 мкм) расположен вблизи минимума кварца [20], каналы 10 и 12 – на склонах полосы поглощения. Индекс позволяет идентифицировать кварцсодержащие породы. Исследования в провинции Курнамона (Австралия) показали, что подобные TIR-индексы, несмотря на качественный характер результатов, способны выявлять зоны окварцевания даже на региональном уровне [22]. Следует отметить, что данный индекс не является строго специфичным для кварца и может давать положительные значения также для полевых шпатов и пироксенов [20], что необходимо учитывать при интерпретации.

Методология расчёта индексов опирается на подходы, изложенные в базовом руководстве Kalinowski и Oliver [16] и впоследствии апробированные в различных рудных районах мира.

В условиях развитого почвенно-растительного покрова спектральный вклад коренных пород составляет, как правило, менее 5 % от суммарного сигнала пикселя. В результате рассчитанные карты индексов отражают преимущественно ландшафтные особенности. Данные ограничения отмечаются в работах И. О. Нафигина и др. (2023) для территории Забайкалья, где прямое применение спектральных индексов без статистической обработки также привело к доминированию «растительного» сигнала [5]. Для подавления этих мешающих факторов применён метод главных компонент (PCA) – ортогональное линейное преобразование, которое переводит набор коррелированных спектральных каналов в новый набор некоррелированных переменных – главных компонент. Компоненты упорядочены по убыванию доли объяснённой дисперсии и представляют собой взвешенные суммы исходных каналов [18, 24].

В геологических задачах PCA используется как инструмент разделения спектральных сигналов разных природных объектов, основанный на различии формы их спектральных кривых. Этот метод решает две главные задачи:

1. Сепарация источников дисперсии. Так, первая компонента (PC1) всегда отражает



доминирующий тип поверхности (на залесённых территориях это растительность), вторая и третья (PC2, PC3) аккумулируют сигналы почв, увлажнения и рельефа. Компоненты высокого порядка (PC4–PC6) содержат остаточную дисперсию, которая не объясняется ландшафтными факторами. При корректном анализе именно в них концентрируется сигнал от коренных пород и гидротермальных изменений [20].

2. Устранение мультиколлинеарности и усиление слабых признаков. Каналы ASTER (особенно SWIR) сильно коррелированы: соседние каналы несут сходную информацию. PCA устраняет эту избыточность, создавая ортогональные (некоррелированные) компоненты. Каждая последующая компонента содержит то, чего нет в предыдущих. Благодаря этому даже слабые, но диагностически важные полосы поглощения (например, Al–OH в канале 6), которые в исходных каналах составляют доли процента от общего сигнала, становятся доминирующими в одной из поздних компонент [5].

Каждая компонента интерпретируется через факторные нагрузки – коэффициенты вклада исходных каналов. Так, например, высокая нагрузка на канал 6 при отрицательной нагрузке на канал 5 указывает на вариации Al–OH (мусковит, иллит), высокая нагрузка на канал 8 – на CO₃ или Mg,Fe–OH (карбонаты, хлориты) [19].

В рамках данной работы PCA применялся отдельно для каналов VNIR+SWIR (1–9) и отдельно для каналов TIR (10–14) (табл. 1). Для каждого набора каналов вычислялась ковариационная матрица и выполнялось разложение на собственные векторы. Результатом являются главные компоненты и соответствующие им факторные нагрузки (eigenvector loadings) – коэффициенты, с которыми каждый исходный канал входит в состав компоненты. Анализ факторных нагрузок позволяет перейти от математического преобразования к геологической интерпретации [25]. Компонента считалась геологически значимой, если демонстрировала высокие (по модулю) нагрузки на каналы, соответствующие диагностическим полосам поглощения/отра-

жения минералов-индикаторов гидротермальной системы. Аналогичный подход к интерпретации нагрузок при литологическом картировании продемонстрировал высокую эффективность при работе с ASTER-данными в Северной Африке и Австралии [6, 13].

Дополнительная атмосферная коррекция не выполнялась, поскольку для метода главных компонент её влияние на результат минимально, а использование относительных калибровок при расчёте индексов позволяет частично компенсировать атмосферные эффекты. Тем не менее этот фактор учтён как возможное ограничение метода.

Поскольку локализация гидротермальной минерализации часто контролируется зонами повышенной проницаемости, дополнительно был выполнен линеаментный анализ территории. Его цель – выявление зон тектонической трещиноватости, которые могли служить рудоподводящими и рудоконтролирующими структурами. Основой для выделения линеаментов послужил RGB-композит, синтезированный из главных компонент PC4, PC2 и PC1, где сочетание компонент высокого и низкого порядка позволило подчеркнуть структурно-текстурные особенности пород. К полученному композиту был применён фильтр Собеля – оператор выделения границ, основанный на оценке градиента яркости пикселей. Применение фильтра Собеля совместно с PCA является эффективным подходом для выделения линеаментов, что подтверждено исследованиями на различных геологических объектах [25]. Фильтр позволил усилить линейные элементы изображения, соответствующие зонам трещиноватости, контактам пород и тектоническим нарушениям. На основе отфильтрованного изображения методом порогового разделения (thresholding) создан бинарный растр. Полученная растровая основа была векторизована с учётом геологической согласованности выделяемых структур: удалялись техногенные и ложные линии, не связанные с геологическим строением. На завершающем этапе построена карта плотности линеаментов методом интерполяции (kernel density), позволившая выделить участки максимальной тектонической проницаемости [9].

Вычисление минералогических индексов, PCA и линеаментный анализ производились с использованием программного обеспечения ESRI ArcMap 10.8 и QGIS.

Результаты

В ходе работы был выполнен комплексный анализ мультиспектральных данных ASTER, включающий расчёт стандартных минералогических индексов, метод главных компонент, линеаментный анализ и интеграцию полученных данных в прогнозную схему. Ниже представлены результаты каждого этапа обработки.

Первым этапом спектрального анализа стал расчёт общепризнанных минералогических индексов, направленных на прямое выявление зон гидротермальных изменений, характерных для меднопорфировых систем [16, 20].

Визуализация полученных индексов (рис. 3) показала, что их распределение на площади полигона контролируется преимущественно ландшафтными и антропогенными факторами. В то же время геологический контроль носит второстепенный характер, что согласуется с результатами исследований в других залесённых регионах умеренного пояса [26].

Индекс глинистых минералов (B5/B6) демонстрирует отчётливую приуроченность максимальных значений к бортам и днищам долин рек Синара и Исток, антропогенным объектам, а также к береговым линиям озёр и водохранилищ. Данное распределение указывает на то, что высокие значения индекса связаны не с гидротермальными серицитовыми изменениями, а с выходом на дневную поверхность или близким залеганием глинистых толщ мезо-кайнозойского осадочного чехла. Чёткой пространственной связи аномалий индекса с контурами известного Крайчиковского рудопроявления не установлено.

Индекс карбонатов (B7/B8) характеризуется неоднородным, пятнистым распределением. Относительные максимумы фиксируются в долине р. Синара, в западной периферийной части полигона, а также локально в районе устья р. Исток и в пределах водораздельных пространств южной и восточной части площади. Однако аномалия в районе рудопроявления не является доминирующей.

Индекс оксидов железа (B2/B1) даёт наиболее контрастную, но геологически дезориентирующую картину. Абсолютные максимумы значений приурочены к территориям шламохранилищ в северной части полигона, что является примером техногенной помехи. На остальной территории локальные повышения индекса коррелируют исключительно с безлесными участками (пашни, луга), где проявляется почвенный покров, обогащённый оксидами железа.

Индекс кварца для TIR-диапазона выявляет несколько обширных зон с повышенными значениями. Одна из таких зон в центральной части площади пространственно совпадает с предполагаемым контуром рудоносного интрузивного массива. Однако интерпретация осложняется наличием других, не менее выраженных аномалий.

Прямое применение стандартных минералогических индексов на данных ASTER для условий Крайчиковского полигона приводит к формированию карт, содержание которых контролируется ландшафтными и антропогенными факторами. Геологический сигнал полностью маскируется этими доминирующими процессами, что подтверждает необходимость более сложных методов анализа [26].

Для преодоления указанных ограничений был применён классический анализ главных компонент [16] (табл. 3). PCA проводился раздельно для наборов каналов VNIR+SWIR (1–9) и TIR (10–14) (см. табл. 1). Интерпретация компонент выполнялась на основе анализа факторных нагрузок (eigenvectors) [9].

Анализ факторных нагрузок для каналов VNIR+SWIR (табл. 4) показывает, что PC1 и PC2 отражают распределение растительности: PC1 разделяет залесённые и открытые участки, PC2 является прямой «растительной» компонентой с максимальной нагрузкой на канал 3 (0,8504).

PC3 с экстремально высокой отрицательной нагрузкой на канал 2 (-0,8011) чувствителен к присутствию оксидов железа, что подтверждается литературными данными [16].

PC4 (рис. 4, а) характеризуется доминирующей положительной нагрузкой на канал 4

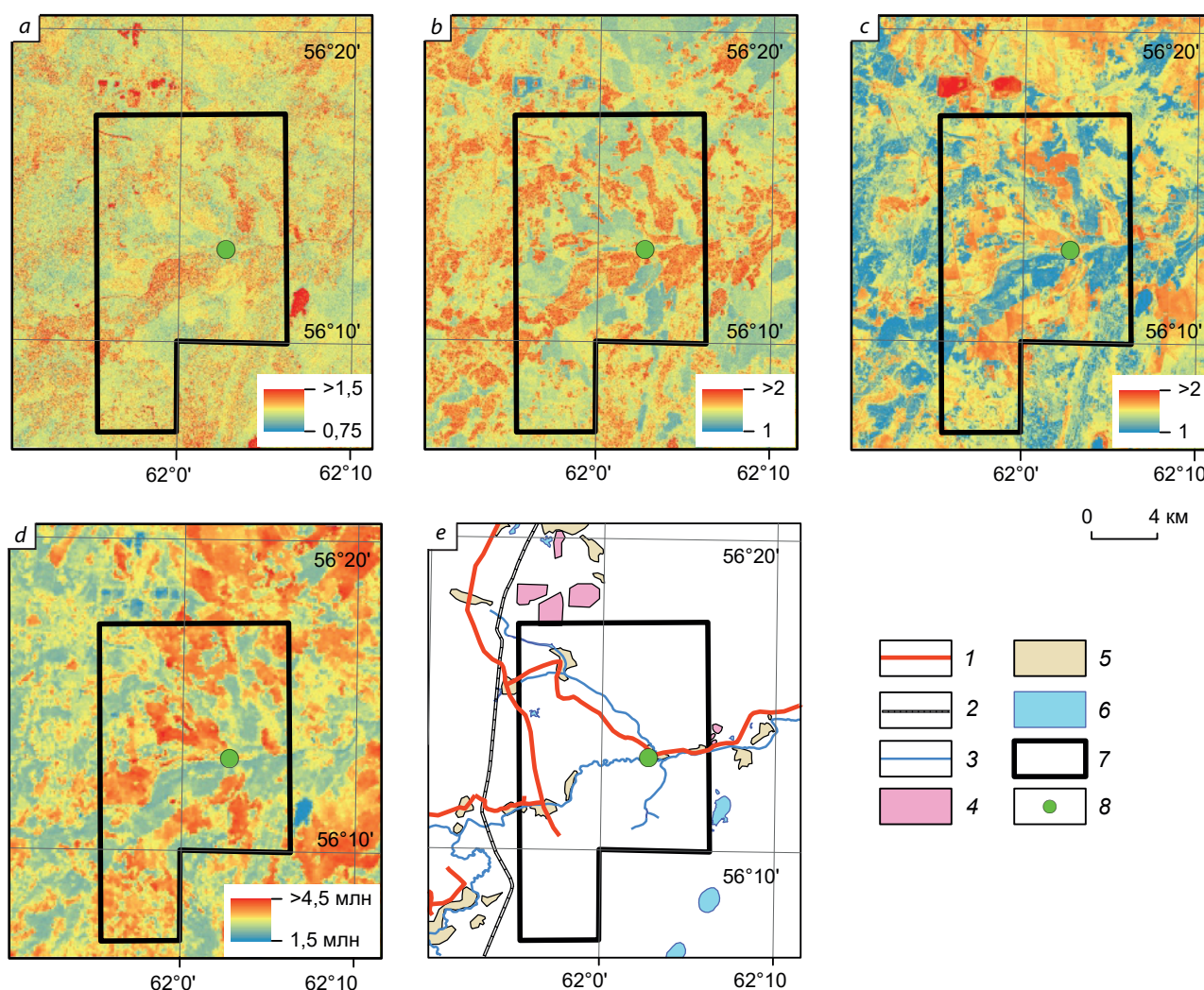


Рис. 3. Карты минералогических индексов, рассчитанных по данным ASTER, демонстрирующие доминирование ландшафтных и техногенных факторов:

a – индекс глинистых минералов (B5/B6): максимумы приурочены к долинам рек (глинистые отложения чехла); *b* – индекс карбонатов (B7/B8): пятнистое распределение, локальные максимумы в долинах; *c* – индекс оксидов железа (B2/B1): абсолютные максимумы на техногенных объектах (шламохранилища); *d* – индекс кварца (TIR): зоны повышения в центральной части; *e* – схема дешифрирования природных антропогенных объектов, оказывающих влияние на распределение значений минералогических индексов; 1 – автодороги; 2 – железные дороги; 3 – водотоки; 4 – карьеры и шламохранилища; 5 – населённые пункты; 6 – водоёмы; 7 – контур геологической карты (см. рис. 2); 8 – Крайчиковское рудопроявление

Fig. 3. Maps of the mineralogical indices derived from ASTER data, demonstrating the dominance of landscape and technogenic factors:

a – clay mineral index (B5/B6): the maximum values confined to river valleys (clayey sediments of the cover); *b* – carbonate index (B7/B8): patchy distribution with local maxima in the valleys; *c* – iron oxide index (B2/B1): the absolute maxima correspond to technogenic objects (tailings ponds); *d* – quartz index (TIR): elevated zones are in the central part; *e* – interpretation scheme of natural and anthropogenic objects influencing distribution of the mineralogical indices values; 1 – roads; 2 – railways; 3 – watercourses; 4 – open pits, tailings ponds; 5 – settlements; 6 – water bodies; 7 – outline of the geological map (Fig. 2); 8 – Kraichikovo ore occurrence

Табл. 3. Результаты анализа главных компонент (PCA) для каналов VNIR+SWIR ASTER

Table 3. Results of Principal Component Analysis (PCA) for ASTER VNIR+SWIR bands

РС слой	Вклад в дисперсию, %	Накопленный вклад, %
PC1	68,63	68,63
PC2	25,96	94,59
PC3	3,77	98,36
PC4	1,46	99,82
PC5	0,09	99,91
PC6	0,09	100,00

Примечание: жирным шрифтом выделены компоненты, несущие основную геологическую информацию.

(0,8260). Канал 4 (1,65 мкм) является индикатором сухих, слабо выветрелых минеральных поверхностей [14]. Данная компонента отражает участки с маломощным чехлом и выходами коренных пород, что в условиях района позволяет использовать её в качестве косвенного индикатора зон повышенной трещиноватости, разрывных нарушений и участков с маломощным чехлом.

PC6 оказалась наиболее диагностически значимой для прогноза оруденения. Её факторные нагрузки характеризуются резко отрицательной нагрузкой на канал 6 (-0,6423) при умеренной отрицательной нагрузке на

канал 5 (-0,3868). Такое сочетание максимизирует контраст между объектами с сильным и слабым поглощением в области 2,20 мкм – диагностическом признаке Al–ОН-содержащих слоистых силикатов (серицит, иллит, каолинит) [20, 23].

Хотя факторные нагрузки на B5 и B6 имеют одинаковый знак, интерпретация PC6 как индикатора Al–ОН основана на том, что эти два канала сильно коррелированы с фоном, а их разность (глубина поглощения) вычитается при формировании компоненты. Для проверки был рассчитан спектральный контраст $(B5-B6)/(B5+B6)$, который показал пространственную сходимость с аномалиями PC6, что подтверждает связь последней с поглощением в области 2,20 мкм.

Визуализация PC6 (рис. 4, b) дала следующие результаты:

- Наиболее яркая аномалия (высокие значения) совпадает с положением Крайчиковского рудопрооявления.
- Выявлен ряд изолированных аномалий к западу от Крайчиковского рудопрооявления, ранее не известных.
- Зафиксированы аномалии на техногенных объектах (карьер, шламохранилища), которые исключены из прогнозного анализа.

Анализ корреляционной матрицы подтвердил высокую взаимную корреляцию TIR-каналов ($r > 0,99$). В связи с крайне низким вкладом канала 14 в главные компоненты (табл. 5),

Табл. 4. Факторные нагрузки (eigenvectors) главных компонент для каналов VNIR+SWIR ASTER

Table 4. Eigenvector loadings of principal components for ASTER VNIR+SWIR bands

Канал	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
B1	0,1058	0,1601	-0,4955	-0,0675	0,2713	0,0997
B2	0,2043	0,1714	-0,8011	-0,0558	-0,1655	-0,0564
B3	-0,4534	0,8504	0,1180	-0,2326	-0,0206	-0,0255
B4	0,3274	0,3909	0,1022	0,8260	-0,0170	0,1878
B5	0,3817	0,1338	0,1394	-0,1632	0,7313	-0,3868
B6	0,4047	0,1611	0,1413	-0,0683	-0,4367	-0,6423
B7	0,3309	0,1463	0,1178	0,3027	-0,2676	0,4816
B8	0,3807	0,1521	0,1021	0,2851	-0,2631	0,3717
B9	0,3412	0,1395	0,0987	0,2914	-0,2528	0,3421

Примечание: жирным шрифтом выделены максимальные нагрузки, определяющие геологический смысл компонент.

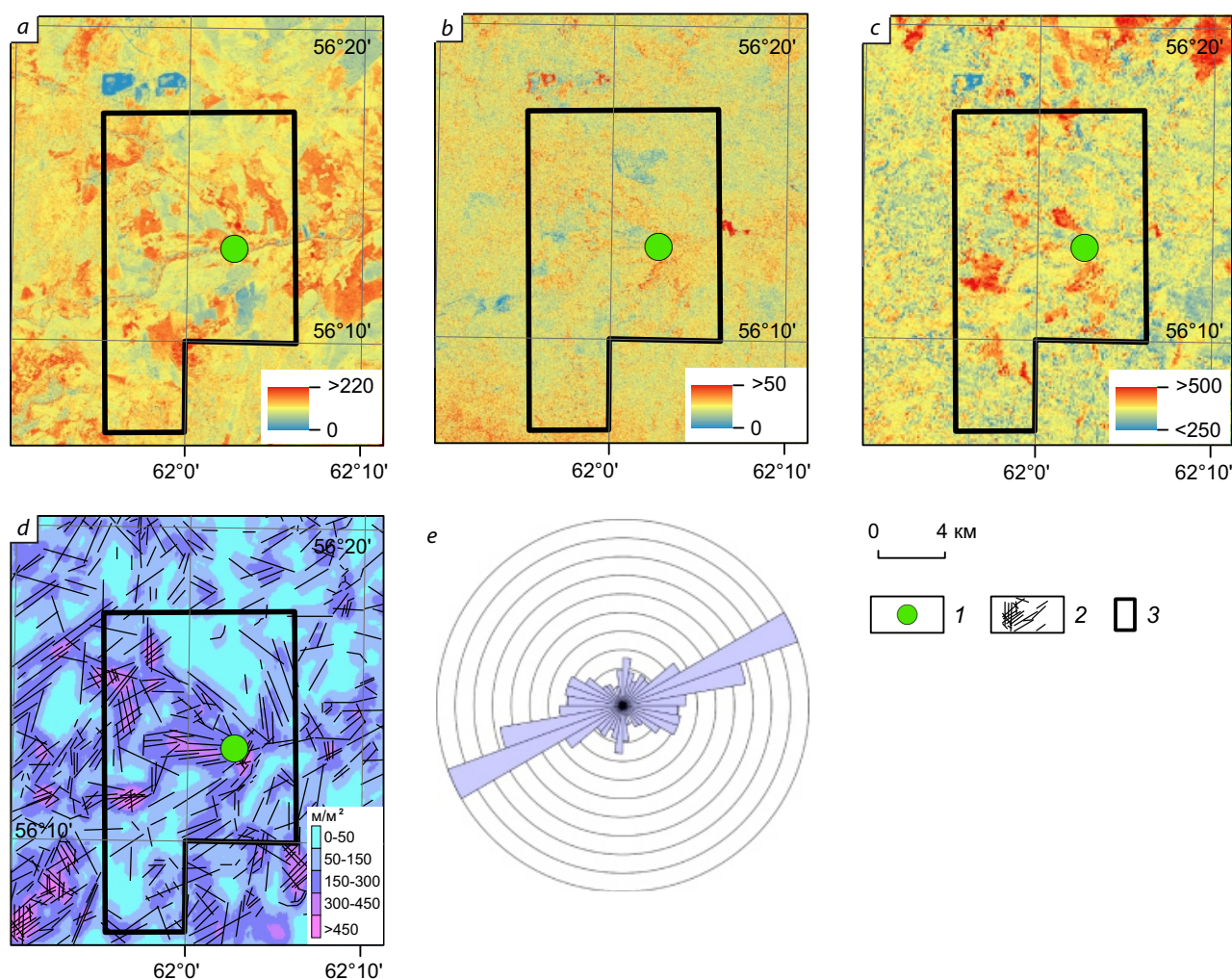


Рис. 4. Результаты анализа главных компонент и линейментного дешифрирования:

a – компонента PC4 (литоструктурный индикатор): светлые тона соответствуют участкам с маломощным чехлом и зонам разрывных нарушений; *b* – компонента PC6 (индикатор Al–OH минералов): высокие значения маркируют зоны серицитизации; *c* – компонента PC2 (TIR): индикатор вариаций кремнезёма, подчёркивающий крупные интрузивы; *d* – карта плотности линейментов (метод kernel density); *e* – роза-диаграмма ориентировки линейментов (главные направления: субмеридиональное 350–10° и северо-восточное 60–70°); 1 – Крайчиковское рудопроявление; 2 – линейменты; 3 – контур геологической карты (см. рис. 2)

Fig. 4. Results of the principal component analysis and lineament interpretation:

a – PC4 component (lithostructural indicator): light tones correspond to areas with thin overburden and fault zones; *b* – PC6 component (indicator of Al–OH minerals): dark tones (negative positive values) mark sericitization zones; *c* – PC2 (TIR) component: indicator of silica content variations, highlighting large intrusions; *d* – lineament density map (kernel density method); *e* – rose diagram of lineament orientations (main trends: submeridional 350–10° and northeastern 60–70°). The green circle on fragments *a–d* shows location of the Kraichikovo ore occurrence

Табл. 5. Результаты анализа главных компонент (PCA) для TIR-каналов ASTER (B10–B13)

Table 5. Results of Principal Component Analysis (PCA) for ASTER TIR bands (B10–B13)

PC слой (TIR)	Вклад в дисперсию, %	Накопленный вклад, %
PC1	99,55	99,55
PC2	0,30	99,85
PC3	0,11	99,96
PC4	0,04	100,00

Примечание: жирным шрифтом выделена компонента, несущая основную геологическую информацию.

Табл. 6. Факторные нагрузки (eigenvectors) главных компонент для TIR-каналов ASTER (B10–B13)

Table 6. Eigenvector loadings of principal components for ASTER TIR bands (B10–B13)

Канал	PC1 (TIR)	PC2 (TIR)	PC3 (TIR)	PC4 (TIR)
B10	0,4706	-0,4384	-0,7174	0,2148
B11	0,4498	-0,3211	0,1891	-0,6895
B12	0,4260	-0,3094	0,6524	0,5345
B13	0,4499	0,4528	0,0753	-0,3270

Примечание: жирным шрифтом выделена максимальная нагрузка, определяющая геологический смысл компоненты PC2 (TIR). Высокая нагрузка на канал 13 при умеренных нагрузках на каналы 10–12 интерпретируется как индикатор вариаций содержания кремнезёма.

в табл. 6 приведены результаты только для каналов 10–13.

PC1 (TIR) является картой радиационной температуры. Геологически значимой является PC2 (TIR), демонстрирующая контраст между каналами 10–12 и 13, что связывают с вариациями содержания кремнезёма [21]. PC2 подчёркивает контуры крупных интрузивных тел (рис. 4, с), однако для картирования локальных рудных зон её информативность ниже, чем у компонент SWIR-диапазона.

Для выявления зон тектонической проницаемости выполнен линеаментный анализ по RGB-композиту из главных компонент PC4, PC2 и PC1 [25]. К композиту применён фильтр Собеля с последующей векторизацией линейных элементов. Всего выделено и оцифровано 593 линеамента общей протяжённостью около 860 км (рис. 4, d).

Анализ розы-диаграммы распределения линеаментов (рис. 4, e) позволяет выделить две основные системы разрывных нарушений. Первая система представлена субмеридиональными разломами (350–10°), пространственно связанными с Алапаевско-Челябинским глубинным разломом и Чекуровским разломом. Данные структуры являются главными рудоконтролирующими элементами регионального уровня. Вторая, доминирующая система представлена оперяющими разлома-

ми северо-восточного простирания (60–70°). Пространственно эти нарушения приурочены к западному крылу Алапаевско-Челябинского разлома и восточному крылу Чекуровского разлома.

На основе векторизованной сети построенная карта плотности линеаментов методом kernel density [9], позволившая выделить участки максимальной тектонической проницаемости. Выявлена асимметрия в распределении плотности: низкая плотность к востоку от Алапаевско-Челябинского разлома и высокая – к западу, в зонах развития оперяющих нарушений.

На основе интеграции результатов спектрального анализа (PCA) и структурного дешифрирования сформирована итоговая прогнозная схема (рис. 5). При её построении использовались следующие критерии:

1. Прямой спектральный индикатор: наличие выраженной отрицательной аномалии по PC6 (Al–ОН минералы).
2. Структурный контроль: приуроченность аномалии PC6 к зонам высокой плотности линеаментов, особенно к узлам пересечения субмеридиональных и северо-восточных разломов.
3. Литологический контроль: совпадение с участками высоких значений PC4 (мало-мощный чехол, выходы коренных пород).

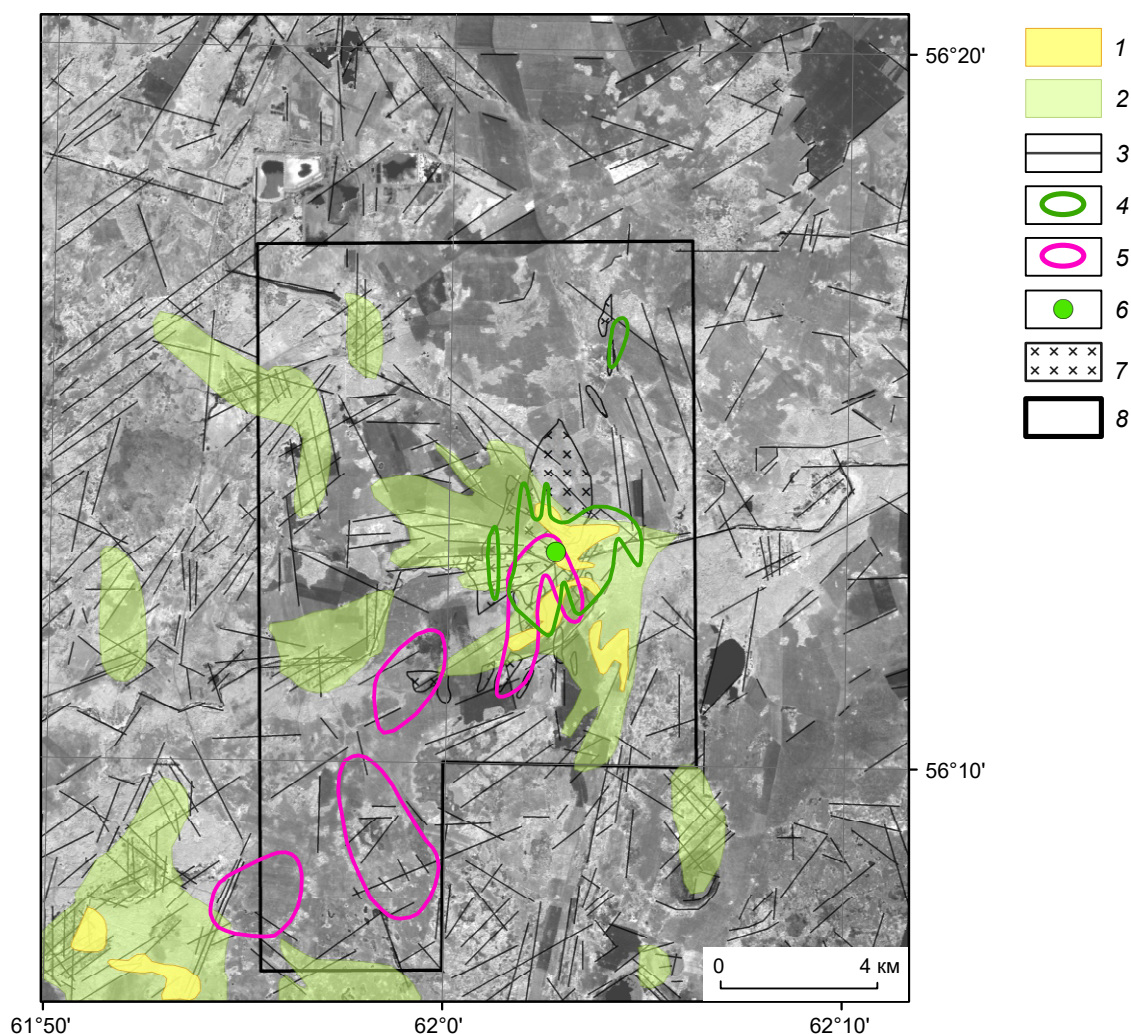


Рис. 5. Прогнозная карта меднопорфирового оруденения района Крайчиковского рудопроявления, синтезированная на основе интеграции спектральных (PC6) и структурных (PC4, плотность линейментов) критериев: в качестве основы использован снимок ASTER (канал B3, разрешение 15 м), что позволяет сопоставить прогнозные участки с ландшафтом; 1 – участки первой очереди (высокоперспективные; характеризуются интенсивной аномалией PC6, приуроченной к узлам пересечения линейментов в зонах максимальной плотности); 2 – участки второй очереди (перспективные; имеют менее выраженную структурную привязку и включают вновь выявленные аномалии к западу); 3 – линейменты; 4 – геохимические аномалии Cu (0,015–0,3 %); 5 – геохимические аномалии Mo (0,001–0,1 %); 6 – Крайчиковское рудопроявление; 7 – крайчиковский гипабиссальный комплекс (потенциально продуктивный); 8 – контур геологической карты (см. рис. 2)

Fig. 5. Forecasting map for porphyry copper mineralization of the Kraichikovo ore occurrence area, synthesized based on integration of the spectral (PC6) and structural (PC4, lineament density) criteria:

The map is superimposed on an ASTER image (band B3, 15 m resolution) which allows one to compare the forecasted areas with the landscape. 1 – first-priority areas (highly prospective; they are characterized by intense PC6 anomalies confined to lineament intersections within zones of maximum density; this category includes the Kraichikovo ore occurrence proper); 2 – second-priority areas (prospective; they characterized by a less pronounced structural control and include newly identified anomalies to the west); 3 – lineaments; 4 – copper geochemical anomalies (Cu 0.015–0.3 %); 5 – molybdenum geochemical anomalies (Mo 0.001–0.1 %); 6 – Kraichikovo ore occurrence; 7 – Kraichikovo hypabyssal complex (potentially productive); 8 – frame of the geological map (Fig. 2)

4. Исключающий критерий: маскировка техногенных объектов (карьер, шламохранилища).

На основании совмещения указанных критериев выделены следующие категории участков:

- участки первой очереди – удовлетворяют всем основным критериям: интенсивная аномалия РС6, приуроченная к узлам пересечения разнонаправленных разломов в зонах максимальной плотности линеаментов, часто с проявлением РС4. В данную категорию попадает основная рудная зона Крайчиковского рудопроявления. Данные участки рекомендуются для постановки первоочередных заверочных работ (бурение, детальные геохимические поиски);
- участки второй очереди – частично удовлетворяют критерию РС6, но имеют слабую или неочевидную структурную привязку (тяготеют к зонам разломов, но не к узлам пересечения) либо пониженные значения РС4. К этой категории отнесены вновь выявленные изометричные аномалии к западу от Крайчиковского рудопроявления. Рекомендуются для детализации геофизическими методами (электроразведка, магниторазведка) на втором этапе работ;
- фоновые участки – территория, не удовлетворяющая указанным критериям.

Сопоставление полученной прогнозной схемы с имеющимися геологическими данными (контуры известных рудопроявлений, геохимические аномалии меди и молибдена) показало высокую степень соответствия. Выделенные участки первой очереди пространственно совпали с известными рудными объектами, что подтверждает корректность разработанной методики.

Таким образом, интеграция спектральных (РС6) и структурных (РС4, плотность линеаментов) критериев позволяет не только оконтуривать известные рудные зоны, но и выявлять новые перспективные участки, скрытые под чехлом рыхлых отложений, с их объективным ранжированием по очередности постановки поисковых работ.

Обсуждение результатов

Полученное совпадение основного прогнозного участка первой очереди с Крайчиковским рудопроявлением, геохимическими ореолами меди и молибдена, а также его приуроченность к зоне развития пород продуктивного крайчиковского комплекса в узле пересечения линеаментов подтверждает корректность разработанной методики. Этот результат позволяет не только констатировать факт эффективности метода РСА для условий полигона, но и провести более глубокий анализ причин, ограничений и места данной методики в общей методологии ГРР.

Ключевой вопрос: почему метод, основанный на статистике второго порядка (ковариации), оказался успешным там, где не работают физически обоснованные спектральные индексы? Ответ лежит в природе мультиспектральных данных в условиях перекрытой территории [5, 26].

• Во-первых, РСА обеспечивает эффективную сепарацию источников дисперсии. Растительность, почвы и коренные породы могут рассматриваться как квазинезависимые источники спектральной изменчивости с точки зрения формы их спектральных кривых, что позволяет РСА эффективно разделять их вклады на спутниковом снимке. Растительность варьирует по плотности и фенологическому состоянию, почвы – по влажности и гранулометрическому составу, коренные породы – по минералогии. РСА, являясь в своей основе методом «слепого» разделения источников (blind source separation), эффективно проецирует эти независимые вариации на ортогональные оси – главные компоненты [18]. РС1 и РС2 захватывают наиболее энергичные, пространственно когерентные вариации (растительность, почвы), оставляя для компонент высших порядков (РС4, РС6) именно те слабые, но структурированные вариации, которые связаны с геологией.

• Во-вторых, метод эффективно работает с мультиколлинеарностью. Высокая корреляция между каналами SWIR (особенно 5–9), продемонстрированная в ковариационной



матрице, является серьёзной проблемой для индексов, так как делает их неустойчивыми к шуму. РСА, напротив, использует эту корреляцию как основу для преобразования, создавая новые ортогональные переменные, в которых информация о минералогических соотношениях (например, глубина поглощения на 2,20 мкм относительно фона) может быть сконцентрирована в одной компоненте [17].

- В-третьих, РСА позволяет выделять «спектральные остатки». Геологически значимый сигнал в условиях мощного чехла можно рассматривать как малую добавку к доминирующему ландшафтному сигналу. РСА последовательно вычитает из данных основные тренды (PC1, PC2...), и в «остатках» (компонентах высокого порядка) как раз и проявляются эти малые, но диагностически важные аномалии. Низкий процент дисперсии PC6 (0,09 %) не является её недостатком, а, наоборот, указывает на то, что она захватила именно этот слабый, но уникальный и некоррелированный с фоном сигнал [6].

Таким образом, интеграция спектральных (PC6) и структурных (PC4, плотность линейных элементов) критериев позволяет не только очертывать известные рудные зоны (как в случае с Крайчиковским рудопоявлением), но и выявлять новые перспективные участки, скрытые под чехлом рыхлых отложений, с их объективным ранжированием по очередности постановки поисковых работ.

Результаты данной работы хорошо согласуются с современными тенденциями в геологическом ДЗЗ для перекрытых территорий. Исследования в лесистых районах Канады, Фенноскандии и Сибири также показывают ограниченность прямых индексов и эффективность РСА и его производных (Minimum Noise Fraction, MNF) для выявления скрытого оруденения [13]. Наш результат по PC6 полностью соответствует опыту работ [11], где компоненты, отвечающие за контраст каналов 5 и 6 ASTER, уверенно выделяли зоны серицитизации под тонким чехлом. Выявленная роль PC4 как индикатора участков с маломощным чехлом и зон разрывных нарушений также находит подтверждение в работах по литоструктурному картированию [14, 19].

В последние годы для аналогичных задач активно применяются методы машинного обучения (random forest, support vector machines) для классификации, а также спектральное расщепление (spectral unmixing) для оценки фракционного состава пикселя [25, 27]. Однако эти методы требуют наличия тренировочных выборок (эталонных спектров) высокого качества, полученных в поле или из лабораторных измерений, что на ранних стадиях изучения слабообнажённых территорий часто недоступно. РСА в этом контексте является беспристрастным исследовательским инструментом, который не требует априорных знаний и позволяет обнаруживать неизвестные ранее закономерности, что особенно ценно для слабо изученных перекрытых районов Среднего Урала.

Заключение

1. Проведённые исследования на примере Крайчиковского рудопоявления подтвердили, что для условий Среднего Урала с мощным осадочным чехлом и густой растительностью прямое применение стандартных минералогических индексов на данных ASTER не позволяет эффективно выделять геологически значимые аномалии, так как результирующие карты контролируются ландшафтными и антропогенными факторами.

2. Установлено, что классический анализ главных компонент (РСА) является высокоэффективным инструментом для решения данной проблемы. Метод позволяет статистически отделить слабый спектральный сигнал, связанный с минералогическим составом коренных пород и зон гидротермальных изменений, от доминирующего сигнала растительности и почв. Ключевыми для интерпретации стали компоненты PC4 (высокая положительная нагрузка на канал 4), отражающая литоструктурные особенности и участки с маломощным чехлом, и PC6 (высокая отрицательная нагрузка на канал 6), являющаяся прямым спектральным индикатором Al–ОН-содержащих минералов (серицит, иллит), характеризующих околорудные метасоматические изменения.

3. Впервые для района Крайчиковского рудопоявления на основе данных ASTER детализирована сеть разрывных нарушений.

Линеаментный анализ с применением фильтра Собеля и построением розы-диаграммы позволил выделить две основные системы разломов: субмеридиональную (связанную с Алапаевско-Челябинским и Чекуровским разломами) и доминирующую систему оперяющих разломов северо-восточного простирания. Установлено, что зоны пересечения этих систем контролируют положение рудных аномалий.

4. Выявлена контрастная спектральная аномалия по РС6, точно совпадающая с контуром известного Крайчиковского рудопоявления и маркирующая его фланги, а также ряд новых аномалий к западу от него, ранее не известных.

5. На основе интеграции спектральных (РС6, характер метасоматических изменений) и структурных (РС4, карта плотности линеаментов) критериев синтезирована ранжированная карта перспективности, локализуя участки высокого и среднего приоритета для постановки детальных работ. Мето-

дика обладает высокой верифицируемостью и может быть рекомендована для применения на ранних (поисковых) стадиях ГРП на аналогичных перекрытых территориях Среднего Урала и других регионов умеренного пояса.

6. Основными направлениями дальнейших исследований являются: а) полевая верификация выделенных новых перспективных участков комплексом геофизических и геохимических методов; б) апробация методики на других слабо изученных объектах Уральского региона; в) сравнение эффективности классического РСА с более современными методами целевого РСА (ТСР) и машинного обучения при наличии тренировочных данных.

Авторы статьи выражают благодарность за помощь в подготовке материала сотрудникам отделения металлогении и отдела НМС ГРП ФГБУ «ЦНИГРИ» Старостину Ивану Александровичу и Андрееву Антону Вадимовичу.

Список литературы

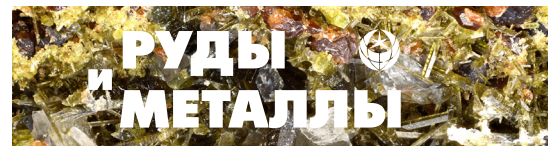
1. Андреев А. В., Гирфанов М. М., Куликов Д. А., Мигачёв И. Ф., Минина О. В., Авилова О. В., Красносельских А. А., Старостин И. А., Черемисин А. А. Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 3–17.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. – 492 с.
3. Грабежнев А. И., Белгородский Е. А. Медно-порфировые месторождения Урала: геология, геохимия, геодинамика. – Екатеринбург : ИГТ УрО РАН, 2008. – 274 с.
4. Минина О. В., Мигачёв И. Ф. Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование) // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 26–41.
5. Нафигин И. О., Ишмухаметова В. Т., Устинов С. А., Минаев В. А., Петров В. А. Оценка пригодности территорий для проведения детально-
- го геолого-минералогического картирования по данным спутниковой съемки ASTER // Исследование Земли из космоса. – 2023. – № 2. – С. 61–83. – doi: 10.31857/S0205961423010086.
6. Abrams M., Hook S., Ramachandran B. ASTER User Handbook, Version 2. – Jet Propulsion Laboratory, 2002. – 135 p.
7. Adiri Z., El Harti A., Jellouli A., et al. Recent advances in the use of public domain satellite imagery for mineral exploration: A review of Landsat-8 and Sentinel-2 Applications // Ore Geology Reviews. – 2020. – V. 117. – 103332. – doi: 10.1016/j.oregeorev.2020.103332.
8. Ahmed O., El Ghali A., Ben Slimane A., El Hadi H. Structural and mineralogical mapping using multispectral satellite data (Aster, Landsat 8 OLI, and Sentinel 2B) combined with field work in the Western High Atlas, Morocco // Geologos. – 2024. – V. 30, No 2. – P. 119–136. – doi: 10.14746/ilogos.2024.30.2.11.
9. Clark R. N. Spectroscopy of Rocks and Minerals // Manual of Remote Sensing. – Wiley, 1999. – V. 3. – P. 3–58.



10. *Coulibaly H. S. P. et al.* Groundwater exploration using extraction of lineaments from SRTM DEM and water flows in Béré region // *Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*. – 2020. – V. 24 (1). – P. 1–10. – doi: 10.1016/j.ejrs.2020.07.003.
11. *Crósta A. P., De Souza Filho C. R., Azevedo F., Brodie C.* Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis // *International Journal of Remote Sensing*. – 2003. – V. 24 (21). – P. 4233–4240. – doi: 10.1080/0143116031000152291.
12. *Gaffey S. J.* Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35–2.55 μm); calcite, aragonite, and dolomite // *American Mineralogist*. – 1986. – V. 71 (1–2). – P. 151–162.
13. *Harris J. R., Rogge D., Hitchcock R., et al.* Mapping Lithology in Canada's Arctic: Application of hyperspectral data using the minimum noise fraction transformation and matched filtering // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2011. – V. 42 (12). – P. 2173–2193. – doi: 10.1139/e05-064.
14. *Hewson R. D., Cudahy T. J., Mizuhiko S., et al.* Seamless geological map generation using ASTER in the Broken Hill-Curnamona province of Australia // *Remote Sensing of Environment*. – 2005. – V. 99, Iss. 1–2. – P. 159–172. – doi: 10.1016/j.rse.2005.04.025.
15. *Jellouli A., Chakouri M., Adiri Z. et al.* Lithological and Hydrothermal Alteration Mapping Using Terra ASTER and Landsat-8 OLI Multispectral Data in the North-Eastern Border of Kerdous Inlier, Western Anti-Atlas Belt, Morocco // *Artificial Satellites*. – 2025. – V. 60 (1). – P. 14–36. – doi: 10.2478/arsa-2025-0002.
16. *Kalinowski A., Oliver S.* ASTER Mineral Index Processing Manual. – Geoscience Australia, 2004. – 39 p.
17. *Loughlin W. P.* Principal component analysis for alteration mapping // *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. – 1991. – V. 57. – P. 1163–1169.
18. *Mars J. C., Rowan L. C.* Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms // *Geosphere*. – 2006. – V. 2 (3). – P. 161–186. – doi: 10.1130/GES00044.1.
19. *Mielke C., Boesche N., Rogass C., et al.* Spaceborne Mine Waste Mineralogy Monitoring in South Africa, Applications for Modern Push-Broom Missions: Hyperion/OLI and EnMAP/Sentinel-2 // *Remote Sensing*. – 2014. – V. 6 (8). – P. 6790–6816. – doi: 10.3390/rs6086790.
20. *Ninomiya Y., Fu B., Cudahy T. J.* Detecting lithology with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) multispectral thermal infrared "radiance-at-sensor" data // *Remote Sensing of Environment*. – 2005. – V. 101 (4). – P. 127–139. – doi: 10.1016/j.rse.2005.06.009.
21. *Ninomiya Y., Fu B.* Regional lithological mapping using ASTER-TIR data: case study for the Tibetan Plateau and surrounding areas // *Geosciences*. – 2016. – V. 6 (3). – 39. – doi: 10.3390/geosciences6030039.
22. *Pour A. B., Hashim M.* Identification of hydrothermal alteration minerals for exploring of porphyry copper deposit using ASTER data, SE Iran // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2011. – V. 42. – P. 1309–1323. – doi: 10.1016/J.JSEAES.2011.07.017.
23. *Pour A. B., Hashim M.* The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits // *Ore Geology Reviews*. – 2012. – V. 44. – P. 1–9. – doi: 10.1016/j.oregeorev.2011.09.009.
24. *Richards J. A.* Remote Sensing Digital Image Analysis. – Springer, 2022. – 567 p. – doi: 10.1007/978-3-030-82327-6.
25. *Rowan L. C., Mars J. C.* Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data // *Remote Sensing of Environment*. – 2003. – V. 84 (3). – P. 350–366. – doi: 10.1016/S0034-4257(02)00127-X.
26. *Sabins F. F.* Remote sensing for mineral exploration // *Ore Geology Reviews*. – 1999. – V. 14, Iss. 3–4. – P. 157–183.
27. *Van der Meer F. D., van der Werff H. M. A., van Ruitenbeek F. J. A., et al.* Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: A review // *International Journal of Applied Earth Observation and Geo-information*. – 2012. – V. 14. – P. 112–128. – doi: 10.1016/j.jag.2011.08.002.

References

1. Andreev A. V., Girfanov M. M., Kulikov D. A., et al. Rudnye raiony s medno-porfirovym orudneniem – perspektivnaya mineral'no-syr'evaya baza medi Yuzhnogo Urala [Ore regions with porphyry copper mineralization – a promising mineral resource base for copper in the Southern Urals], *Otechestvennaya geologiya* [National Geology], 2018, No 4, pp. 3–17. (In Russ.)
2. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). Seriya Ural'skaya. List O-41 – Ekaterinburg. Ob'yasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural Series. Sheet O-41 – Yekaterinburg. Explanatory Note], St. Petersburg, Kartfabrika VSEGEI Publ., 2011, 492 p.
3. Grabezhev A. I., Belgorodskii E. A. Medno-porfirovye mestorozhdeniya Urala: geologiya, geokhimiya, geodinamika [Porphyry copper deposits of the Urals: geology, geochemistry, geodynamics], Ekaterinburg, IGG UrO RAN [Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of UB of RAS], 2008, 274 p.
4. Minina O. V., Migachev I. F. Medno-porfirovye provintsii i zony Yuzhnogo Urala (prognoznno-metallogenicheskoe raionirovanie) [Copper-porphyry provinces and zones of the Southern Urals (predictive metallogenic zoning)], *Otechestvennaya geologiya* [National Geology], 2018, No 4, pp. 26–41. (In Russ.)
5. Nafigin I. O., Ishmukhametova V. T., Ustinov S. A., et al. Otsenka prigodnosti territorii dlya provedeniya detal'nogo geologo-mineralogicheskogo kartirovaniya po dannym sputnikovoi s'emki ASTER [Assessment of the suitability of territories for detailed geological and mineralogical mapping based on ASTER satellite imagery data], *Issledovanie Zemli iz kosmosa* [Earth Research from Space], 2023, No 2, pp. 61–83. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0205961423010086.
6. Abrams M., Hook S., Ramachandran B. ASTER User Handbook, Version 2, Jet Propulsion Laboratory, 2002, 135 p.
7. Adiri Z., El Harti A., Jellouli A., et al. Recent advances in the use of public domain satellite imagery for mineral exploration: A review of Landsat-8 and Sentinel-2 Applications, *Ore Geology Reviews*, 2020, Vol. 117, 103332, DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103332.
8. Ahmed O., El Ghali A., Ben Slimane A., El Hadi H. Structural and mineralogical mapping using multispectral satellite data (Aster, Landsat 8 OLI, and Sentinel 2B) combined with field work in the Western High Atlas, Morocco, *Geologos*, 2024, Vol. 30, No 2, pp. 119–136, DOI: 10.14746/logos.2024.30.2.11.
9. Clark R. N. Spectroscopy of Rocks and Minerals, Manual of Remote Sensing, Wiley, 1999, Vol. 3, pp. 3–58.
10. Coulibaly H. S. P. et al. Groundwater exploration using extraction of lineaments from SRTM DEM and water flows in Béré region, *Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences*, 2020, Vol. 24(1), pp. 1–10, DOI: 10.1016/j.ejrs.2020.07.003.
11. Crósta A. P., De Souza Filho C. R., Azevedo F., Brodie C. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis, *International Journal of Remote Sensing*, 2003, Vol. 24 (21), pp. 4233–4240, DOI: 10.1080/0143116031000152291.
12. Gaffey S. J. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35–2.55 μm); calcite, aragonite, and dolomite, *American Mineralogist*, 1986, Vol. 71 (1–2), pp. 151–162.
13. Harris J. R., Rogge D., Hitchcock R., et al. Mapping Lithology in Canada's Arctic: Application of hyperspectral data using the minimum noise fraction transformation and matched filtering, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2011, Vol. 42 (12), pp. 2173–2193, DOI: 10.1139/e05-064.
14. Hewson R. D., Cudahy T. J., Mizuhiko S., et al. Seamless geological map generation using ASTER in the Broken Hill-Curnamona province of Australia, *Remote Sensing of Environment*, 2005, Vol. 99, Issues 1–2, pp. 159–172, DOI: 10.1016/j.rse.2005.04.025.
15. Jellouli A., Chakouri M., Adiri Z., et al. Lithological and Hydrothermal Alteration Mapping Using Terra ASTER and Landsat-8 OLI Multispectral Data in the North-Eastern Border of Kerdous Inlier, Western Anti-Atlas Belt, Morocco, *Artificial Satellites*, 2025, Vol. 60 (1), pp. 14–36, DOI: 10.2478/arsa-2025-0002.
16. Kalinowski A., Oliver S. ASTER Mineral Index Processing Manual, Geoscience Australia, 2004, 39 p.



17. Loughlin W. P. Principal component analysis for alteration mapping, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1991, Vol. 57, pp. 1163–1169.
18. Mars J. C., Rowan L. C. Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms, *Geosphere*, 2006, Vol. 2 (3), pp. 161–186, DOI: 10.1130/GES00044.1.
19. Mielke C., Boesche N., Rogass C., et al. Spaceborne Mine Waste Mineralogy Monitoring in South Africa, Applications for Modern Push-Broom Missions: Hyperion/OLI and EnMAP/Sentinel-2, *Remote Sensing*, 2014, Vol. 6 (8), pp. 6790–6816, DOI: 10.3390/rs6086790.
20. Ninomiya Y., Fu B., Cudahy T. J. Detecting lithology with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) multi-spectral thermal infrared "radiance-at-sensor" data, *Remote Sensing of Environment*, 2005, Vol. 101 (4), pp. 127–139, DOI: 10.1016/j.rse.2005.06.009.
21. Ninomiya Y., Fu B. Regional lithological mapping using ASTER-TIR data: case study for the Tibetan Plateau and surrounding areas, *Geosciences*, 2016, Vol. 6 (3), 39, DOI: 10.3390/geosciences6030039.
22. Pour A. B., Hashim M. Identification of hydrothermal alteration minerals for exploring of porphyry copper deposit using ASTER data, SE Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, Vol. 42, pp. 1309–1323, DOI: 10.1016/J.JSEAES.2011.07.017.
23. Pour A. B., Hashim M. The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits, *Ore Geology Reviews*, 2012, Vol. 44, pp. 1–9, DOI: 10.1016/j.oregeorev.2011.09.009.
24. Richards J. A. Remote Sensing Digital Image Analysis, Springer, 2022, 567 p., DOI: 10.1007/978-3-030-82327-6.
25. Rowan L. C., Mars J. C. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data, *Remote Sensing of Environment*, 2003, Vol. 84 (3), pp. 350–366, DOI: 10.1016/S0034-4257(02)00127-X.
26. Sabins F. F. Remote sensing for mineral exploration, *Ore Geology Reviews*, 1999, Vol. 14, Issue 3–4, pp. 157–183.
27. Van der Meer F. D., van der Werff H. M. A., van Ruitenbeek F. J. A., et al. Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: A review, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2012, Vol. 14, pp. 112–128, DOI: 10.1016/j.jag.2011.08.002.

Столяров Игорь Олегович (stolyarov@tsnigri.ru)
младший научный сотрудник ^{1,2}

Гирфанов Михаил Миргалимович
кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом ¹

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

² Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы, г. Москва, Россия

Igor Olegovich Stolyarov (stolyarov@tsnigri.ru)
Junior Researcher ^{1,2}

Mikhail Mirgalimovich Girfanov
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department ¹

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

² Patrice Lumumba Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ
И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.81+549

**К вопросу транспортабельности кимберлитовых
минералов относительно коренного источника
на примере пиропы и пикроильменита****Хмельков А. М., Чугуевская Э. А.**

АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Новосибирск, Россия

Аннотация. Приведены данные о транспортабельности кимберлитовых минералов по мере удаления их от коренного источника. Утверждается, что степень механической обработки зёрен минералов-индикаторов кимберлитов является наиболее надёжным критерием определения дальности их транспортировки. Ставится под сомнение использование только гранулометрии зёрен для определения дальности их переноса по причине тесной взаимосвязи процентных отношений классов крупности кимберлитовых минералов с гидродинамическими условиями. Изложены конкретные рекомендации по количественному определению дальности переноса минералов-индикаторов кимберлитов относительно первоисточника. Предложена комплексная графическая модель зависимости степени сохранности кимберлитовых минералов от дальности их транспортировки. Показано, что поскольку износ кимберлитовых минералов является функцией расстояния, нахождение в одном и том же ореоле в сколько-либо заметных количествах «свежих» зёрен и совершенно изношенных минералов нельзя связывать с одним и тем же источником.

Использование комплексной диаграммы распределения гранатов и пикроильменитов разной степени сохранности в зависимости от дальности их транспортировки будет способствовать повышению эффективности алмазопромышленных работ.

Ключевые слова: кимберлиты, минералы-индикаторы кимберлитов, пироп, пикроильменит, первичная поверхность, механический износ, класс сохранности.

Для цитирования: Хмельков А. М., Чугуевская Э. А. К вопросу транспортабельности кимберлитовых минералов относительно коренного источника на примере пиропы и пикроильменита. Руды и металлы. 2026. № 2. С. 26–39. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10007.

**On the problem of transportability of kimberlite minerals relative
to their source: The case of pyrope and picroilmenite****Khmelkov A. M., Chuguevskaya E. A.**

Vilyui Geological Exploration Expedition, ALROSA (PJSC), Novosibirsk, Russia

Annotation. Data on transportability of kimberlite minerals with increasing distance from their primary source are presented. It is argued that the degree of mechanical processing of kimberlite indicator mineral grains is the most reliable criterion for determining their transport distance. In contrast, determining the transport distances with the use of grain size distribution alone is called into question because of a close relationship of the percent ratios between the kimberlite mineral size classes to the hydrodynamic conditions. Specific recommendations are presented for quantifying the transport distance of kimberlite indicator minerals relative to the primary source. A comprehensive graphical model is proposed for the dependence of the kimberlite minerals preservation degree on their transport distance. It is demonstrated that since kimberlite minerals wear is a function of the transport distance, the presence of rather significant quantities of their "fresh" grains and of completely worn minerals in the same aureole cannot be attributed to the same source.

The use of the comprehensive diagram of the distribution of garnets and picroilmenites of varying preservation degrees depending on their transport distance will contribute to increasing the diamond prospecting efficiency.

Keywords: kimberlites, kimberlite indicator minerals, pyrope, picroilmenite, primary surface, mechanical wear, preservation class.

For citation: Khmelkov A. M., Chuguevskaya E. A. On the problem of transportability of kimberlite minerals relative to their source: The case of pyrope and picroilmenite. Rudy i metally (Ores and metals). 2026. No. 2. pp. 26–39. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10007.



Введение

Дальность транспортировки минералов-индикаторов кимберлитов (МИК) от коренного источника, а также трансформация их в процессе переноса интересовали исследователей с самого начала алмазопроисловых работ на территории Якутской алмазонасной провинции (ЯАП). Так, ещё Л. А. Попугаевой при открытии первой на Сибирской платформе кимберлитовой трубки Зарница был сделан вывод, что по мере удаления от коренного источника концентрация МИК и размеры их зёрен убывают. К наиболее важным исследованиям в данном направлении следует отнести работы Б. И. Прокопчука [5], Н. Н. Сарсадских и М. И. Плотниковой [6], Е. Д. Чёрного, Л. А. Зимина, В. П. Афанасьева [1–3], А. Д. Харькина [8–10]. Однако особенно важными и результативными в поисковом отношении являются практические, теоретические и экспериментальные исследования Л. А. Зимина, значение которых до сегодняшнего дня трудно переоценить. При этом значительный объём сведений по сохранности МИК в процессе их транспортировки изложен в производственных отчётах Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» и не известен широкому кругу исследователей. В ранее опубликованных материалах приведён общий обзор отчётных данных по изучению трансформации МИК в процессе переноса [12], поэтому ниже остановимся лишь на основных моментах данных исследований.

Постановка проблемы

Несмотря на огромный практический опыт поисков кимберлитовых тел шлихо-минералогическим методом, вопрос определения степени удалённости от коренного источника кимберлитовых минералов по их внешним признакам до сих пор остаётся актуальным [11]. Более того, определение удалённости кимберлитовых тел по облику МИК является одной из важнейших задач шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений.

К сожалению, в стремлении к совершенствованию шлихового метода применительно

к поискам коренных источников алмазов различные исследователи применяют собственные критерии установления степени механического износа МИК. В результате подход к оценке степени износа и сохранности кимберлитовых минералов по мере удаления от кимберлитового тела в процессе транспортировки настолько различен, что порой провести сравнение результатов, полученных разными авторами и организациями, просто невозможно. Нередко разнообразие мнений по поводу механического износа МИК при их переносе связано с различным толкованием самого термина «сохранность МИК», что, безусловно, вносит путаницу. Так, нередко под сохранностью кимберлитовых минералов подразумевается лишь степень их целостности (целые и колотые зёрна), а под степенью механического износа понимается исключительно степень эволюции формы зёрен по литологической шкале окатанности [1]. Однако литологическая шкала окатанности МИК не позволяет количественно определить дальность переноса кимберлитовых минералов от первоисточника – она предоставляет возможность лишь на качественном уровне судить о степени удаления МИК от кимберлитового тела. К тому же в процессе транспортировки в водной среде кимберлитовые минералы многократно окатываются, раскалываются и вновь вовлекаются в процесс механического износа. Кроме этого, кимберлитовые минералы, в том числе изношенные зёрна, могут подвергаться коррозионному растрескиванию в широком диапазоне экзогенных обстановок, и попадание таких колотых зёрен в механические ореолы рассеяния может создавать иллюзию близости коренного источника по причине отсутствия на них видимых следов механического износа по литологической шкале окатанности.

В практике алмазопроисловых работ, в частности в производственных организациях АК «АЛРОСА», под степенью механического износа кимберлитовых минералов принято понимать в первую очередь степень износа (сохранности) первичного микрорельефа на зёрнах, сформировавшегося в процессе становления кимберлитовых тел [13]. Первичные

поверхности на МИК более чувствительны к процессу истирания, что позволяет количественно оценить степень удаления кимберлитовых минералов от первоисточника. Поэтому, решая задачу определения степени удалённости МИК от первоисточника, следует рассматривать изменения минералов в процессе транспортировки не столько с позиций эволюции макроморфологии зёрен, сколько с позиций трансформации микротопографии их первичных поверхностей, которые более чувствительны к механическому воздействию в процессе переноса водными потоками. Вот почему определение сохранности МИК является важным видом минералогических исследований, который используется практически только при алмазопроисловых работах.

Не вызывает сомнения тот факт, что транспортировка минералов в процессе формирования шлиховых ореолов обуславливает их механическое истирание [7]. Однако в процессе транспортировки МИК вначале истираются первичные поверхности, и только затем эволюционирует форма зёрен [12]. Одновременно происходит перераспределение минералов по плотности и гранулометрии, осуществляется их измельчение и снижается концентрация [10]. На сегодня хорошо известны общие закономерности изменения минерального вещества в процессе транспортировки, среди которых можно назвать основными следующие:

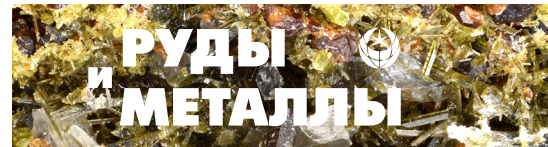
- концентрация минералов каждого гранулометрического класса, как и всей минеральной ассоциации, резко падает по мере удаления от коренного источника;
- наименее подвижны крупные гранулометрические классы, концентрация которых происходит вблизи первоисточника;
- минералы с меньшей плотностью, такие как гранат, оливин и хромдиопсид, более мобильны по сравнению с такими «тяжёлыми» минералами, как пикроильменит или хромшпинелид.

Вполне очевиден и тот факт, что степень механического износа МИК зависит от суммарно пройденного ими расстояния в процессе переноса и поэтому априори связывается с удалённостью от коренного источника [11].

Однако для определения местоположения первоисточника по внешнему облику МИК из ореолов рассеяния необходимо хорошо знать закономерности изменения этих минералов в экзогенных условиях.

Процессы механического износа МИК рассматриваются, как правило, с точки зрения их транспортировки в водно-аллювиальной среде. Отдельные исследователи утверждают, что в континентальных условиях перенос на многие десятки километров не вызывает заметных признаков механического износа на минералах [1, 4]. Не вступая в дискуссию по поводу этих высказываний, отметим, что не все исследователи разделяют такое мнение. Большинство специалистов в данной области всё же считают, что степень износа минералов – один из самых важных критериев при прогнозировании удалённости ореола от источника сноса. В качестве примера можно привести результаты наблюдений И. П. Илупина по прослеживанию степени окатанности пиропы и пикроильменита в пределах Алаakit-Мархинского кимберлитового поля ЯАП [10]. Эти исследования показали, что уже в делювиальных отложениях на расстоянии первых сотен метров от коренного источника на зёрнах пикроильменита возникают следы износа. Они выражаются в появлении плоских площадок на неровной первичной бугорчатой поверхности этого минерала, частичном или полном уничтожении шиповидных выступов. В аллювиальных отложениях на расстоянии первых километров от коренного источника следы износа проявляются в виде округления углов и рёбер обломков зёрен пиропы.

Таким образом, именно степень механической обработки зёрен МИК, по мнению А. Д. Харькина, является наиболее надёжным критерием определения дальности их транспортировки [10]. Результаты изучения этим автором кимберлитовых минералов из аллювиальных отложений показали, что во всех случаях по мере удаления от коренного источника истираются первичные (магматогенные) поверхности и те скульптуры, которые формируются под воздействием магматической среды (микрошероховатость, микробугорчатость, бородавчатость, шиповидные



выступы), уничтожаются трещиноватые зёрна, сглаживаются углы и рёбра первичных сколов на зёрнах пиропы и пикроильменита. Также установлено, что келифитовая оболочка присутствует на пиропе на расстоянии не более сотен метров от первоисточника, поэтому обнаружение в ореолах зёрен этого минерала с реликтами келифитовой каймы является надёжным признаком близости кимберлитового тела.

Вопросами транспортировки кимберлитовых минералов и определения дальности их переноса от коренного источника в конце прошлого столетия детально занимались геологи Амакинской экспедиции под руководством Л. А. Зимины. В процессе данных исследований на ряде объектов ЯАП детально изучены минералы из опытных партий шлихов экспериментальных отрезков водотоков, прослежены закономерности изменения макро- и микроморфологии МИК по мере удаления их от первоисточника. По мнению Л. А. Зимины, тесная взаимосвязь процентных отношений классов крупности минералов кимберлита с гидродинамическими условиями потока, которые очень часто, буквально через несколько метров, меняют свой характер, ставит под сомнение возможность использования только гранулометрии зёрен для определения дальности их переноса. Интересные результаты получены для оливина и хромдиопсида, считавшихся малотранспортабельными минералами кимберлитов. Отмечено, что на расстоянии до 20 км от коренного источника данные минералы не приобретают каких-либо следов механического истирания, что, возможно, связано с их хрупкостью: в процессе транспортировки в пределах указанного расстояния они лишь измельчаются. Наблюдения за изменением поверхности зёрен пиропы и пикроильменита при переносе в водной среде показали, что при удалении на 50–90 км от источника истёртые зёрна пикроильменита из-за микроскопических сколов имеют тёмно-серый цвет, напоминающий цвет графита, и этим резко отличаются от зёрен минерала, не испытывавшего транспортировки. Зёрна пиропы, испытавшие определённый перенос, в отличие от пикроильменита, не

выкрашиваются, а в основном шлифуются, благодаря чему зёрна приобретают гладкую и тусклую поверхность. Лейкокситовые первичные «рубашки», по наблюдениям Л. А. Зимины, в аллювиальных условиях могут сохраняться на достаточно большом расстоянии, превышающем иногда 20 км. Утверждается, что пикроильменит является менее устойчивым минералом по сравнению с пиропом и быстрее изнашивается.

В результате данных исследований возникла необходимость в отыскании удобной и простой в практическом плане шкалы механического износа кимберлитовых минералов, отражающей степень их истирания в процессе переноса. Такая шкала, в основу которой был положен признак степени механического износа первичных поверхностей на кимберлитовых минералах, или степень сохранности, была разработана Л. А. Зиминым совместно с сотрудниками Амакинской ГРЭ в 1973 г. Первоначально предложенная шкала включала восемь классов сохранности МИК, однако впоследствии была сокращена до четырёх классов [11, 12].

Ниже на примере зёрен пиропы (рис. 1) и пикроильменита (рис. 2) показан внешний вид каждого класса сохранности и дана их краткая характеристика. Первичные поверхности на МИК довольно наглядно нами охарактеризованы в ранее опубликованных материалах [13] и в данной работе не рассматриваются. Отметим лишь, что к первичным поверхностям традиционно относятся преимущественно эндогенные (магматогенные) поверхности на минералах, сформировавшиеся в результате реакции зёрен с кимберлитовым расплавом. В определённых случаях в качестве первичных поверхностей может использоваться микрорельеф на МИК, сформировавшийся в гидротермальную стадию становления кимберлитовых тел.

К I классу сохранности относятся целые, колотые и трещиноватые зёрна без малейших следов механического износа (истирания, скрашивания) первичных поверхностей (рис. 1, а; рис. 2, а).

Зёрна II класса сохранности уже имеют следы механического износа. Вершины бугорков

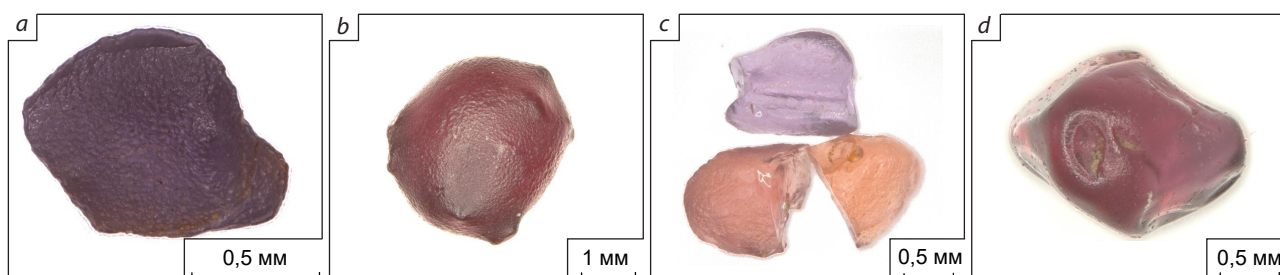


Рис. 1. Сохранность кимберлитовых минералов на примере зёрен пирропа с шероховатой первичной поверхностью:

a – I класс (тр. Нюрбинская, Накынское кимберлитовое поле); *b* – II класс, шероховатая в комбинации с бородавчатой поверхностью (бассейн р. Муна, Муно-Тюнгский алмазоносный район); *c* – III класс (бассейн р. Элиетибие, Нижнеленский алмазоносный район); *d* – IV класс (р. Муна); пояснения в тексте

Fig. 1. Preservation degree of kimberlite minerals on an example of pyrope grains with a rough original surface:

a – Class I (Nyurbinskaya pipe, Nakyn kimberlite field); *b* – Class II, rough surface combined with a warty surface (Muna River basin, Muna-Tyung diamondiferous district); *c* – Class III (Elietibie River basin, Lower Lena diamondiferous district); *d* – Class IV (Muna River); explanations in the text

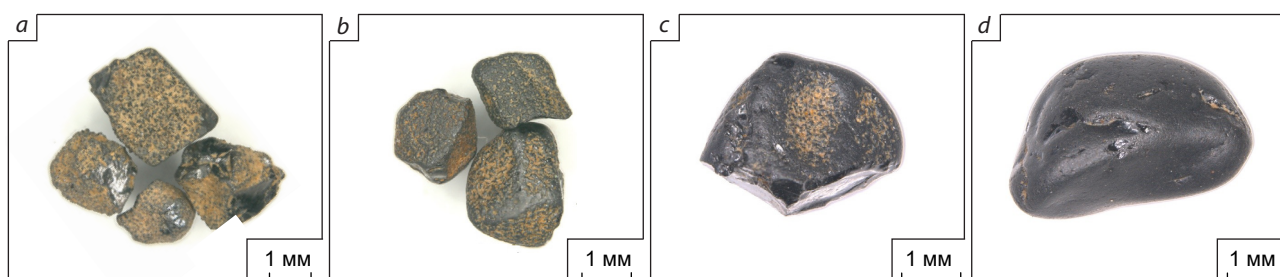


Рис. 2. Сохранность кимберлитовых минералов на примере зёрен пикроильменита с мелкобугорчатой первичной поверхностью (бассейн р. Серки, Приленский алмазоносный район):

a – I класс; *b* – II класс (р. Керчимэ); *c* – III класс; *d* – IV класс (р. Самальджикан)

Fig. 2. Preservation degree of kimberlite minerals on an example of picroilmenite grains with a finely tuberculate original surface (Serki River basin, Lena diamondiferous region):

Preservation classes: *a* – Class I; *b* – Class II (Kerchime River); *c* – Class III; *d* – Class IV (Samaljikan River)

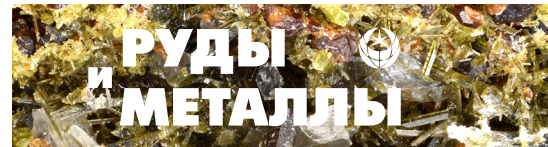
первичной поверхности и острые рёбра колотых зёрен притёрты. Площади первичных поверхностей значительно больше площадей вторичного происхождения, образованных в результате механического истирания зёрен при переносе (рис. 1, *b*; рис. 2, *b*).

К III классу сохранности относятся зёрна МИК, на которых первичные поверхности сохранились в виде реликтов. Большая часть площади поверхности зёрен имеет вторичное

происхождение, образовалась в результате механического износа (рис. 1, *c*; рис. 2, *c*).

На зёрнах IV класса сохранности полностью отсутствуют следы первичных поверхностей (рис. 1, *d*; рис. 2, *d*).

Следует отметить, что деление на классы сохранности носит несколько условный характер, особенно это относится к разделению зёрен на II и III классы. Чтобы минимизировать субъективность в этом вопросе, изначально



принято, что границей между II и III классами сохранности является равное соотношение первичных поверхностей и поверхностей, приобретённых зерном минерала в процессе механического износа. Другими словами, если первичная поверхность на зерне стёрта менее чем на 50 %, то данный конкретный минерал относится к II классу сохранности; при условии износа первичной поверхности более чем на 50 % зерно минерала относится к III классу сохранности [12].

Примечательно то, что шкала сохранности кимберлитовых минералов, разработанная Л. А. Зиминым с соавторами, до сих пор успешно используется при алмазопроизводственных работах не только производителями АК «АЛРОСА», но и другими исследователями. С помощью данной шкалы сохранности за всё время её использования геологами Амакинской ГРЭ открыты сотни кимберлитовых тел, причём не только в пределах ЯАП.

В какой-то момент к четырём классам сохранности в качестве дополнения стал выделяться «нулевой» класс сохранности, к которому относили МИК в примазках кимберлита, что не совсем правомерно и чревато ошибками при определении степени удаления от коренного источника. Дело в том, что выделение такого класса только по наличию примазок на МИК противоречит самому принципу шкалы сохранности, в основу которой изначально заложена степень механического износа первичных поверхностей МИК. При этом в реальных условиях нередко встречаются случаи, когда примазки кимберлита сохраняются даже на зёрнах МИК II класса сохранности. Более того, иногда примазки непонятного состава и генезиса могут присутствовать на зёрнах минералов без всяких признаков наличия у них первичных поверхностей, и эти примазки ошибочно могут быть отнесены к кимберлитовым. Безусловно, кимберлитовые примазки на минералах как показатель степени удаления минерала от коренного источника имеют важное поисковое значение, и их необходимо учитывать. Однако без «тонких» исследований зачастую трудно определить состав и генезис этих примазок. Поэтому не сле-

дует связывать наличие примазок на зёрнах МИК с их сохранностью и не стоит путать эти совершенно разные морфогенетические особенности кимберлитовых минералов.

В результате проведённых исследований Л. А. Зиминым были сделаны важные в поисковом отношении выводы. В частности, было отмечено, что на расстоянии до 15 км от коренного источника среди пиропов встречаются преимущественно зёрна I класса сохранности. При этом по мере удаления от коренного источника одновременно происходит разрушение трещиноватых зёрен с образованием остроугольных обломков. Как следствие, количество целых массивных и трещиноватых зёрен по мере удаления от кимберлитового тела постепенно уменьшается, а количество обломков, наоборот, возрастает. На расстоянии 15 км и более от источника возможно обнаружение первых процентов зёрен пироба II класса сохранности. Первичные поверхности на данном минерале начинают приобретать следы механического воздействия в виде незначительной притёртости микрорельефа. Далее, по мере удаления от коренного источника до 40 км, происходит постепенное снижение процента зёрен I класса среди пиропов при одновременном постепенном увеличении числа зёрен II класса сохранности. Таким образом, расстояние переноса пиропов хорошей сохранности (I–II классов) довольно значительное и может достигать в определённых условиях 40 км и более. Однако следует отметить, что все приведённые выше выводы применительны к «стерильным» районам, где отсутствует влияние посторонних источников в виде промежуточных коллекторов МИК, что в реальных поисковых обстановках встречается крайне редко. В районах с посторонними источниками пиропы с механическим износом фиксируются уже на расстоянии 10 км от источника, при этом зёрна пикроильменита II класса сохранности начинают встречаться уже на расстоянии 3 км, а III и IV классов – фиксируются на удалении 5–7 км и 13–15 км соответственно. Также в процессе исследований сотрудниками Амакинской ГРЭ было отмечено, что по мере удаления от коренного



источника соотношение пироп/пикроильменит увеличивается по причине различной механической устойчивости этих минералов.

Таким образом, даже при стопроцентном содержании в шлихах зёрен пироба I класса сохранности расстояние до кимберлитового тела может достигать 10–15 км. Тем не менее в любом случае содержание МИК I класса сохранности, равное 100 %, будет свидетельствовать о непосредственной близости коренного источника. При этом следует заметить, что в отдельных случаях минералы с признаками износа могут присутствовать непосредственно над кимберлитовым телом, что находит подтверждение на целом ряде объектов в пределах ЯАП [12]. Это относится к районам, где имеют или имели распространение промежуточные коллекторы различного возраста и генезиса. Однако доля изношенных зёрен МИК из посторонних источников в ореолах рассеяния рядом с кимберлитовым телом незначительная и, как правило, не превышает первых процентов.

На конкретных примерах Л. А. Зиминим было установлено, что содержания трещиноватых зёрен пироба и пикроильменита, а также зёрен с примазками связующей массы кимберлита резко падают по мере удаления от первоисточника буквально на расстоянии 3–3,5 км, а сколько-либо заметные их количества встречаются в ореоле непосредственно рядом с телом. Поэтому трещиноватые зёрна и минералы с примазками кимберлита наряду с таким показателем, как 100-процентное содержание зёрен I класса сохранности, по мнению данного исследователя, могут служить надёжным критерием ближайшего расположения кимберлитового тела. Хотя стоит отметить, что собственно трещиноватость минералов как показатель близости кимберлита должна использоваться осторожно и в сочетании с другими признаками. Отдельные трещиноватые зёрна пироба и пикроильменита, как показывает практика, могут переноситься в аллювиальной среде на десятки километров.

Наши практические наблюдения показывают, что о близком расположении кимберли-

тового тела может также свидетельствовать общее стопроцентное содержание зёрен МИК I+II классов сохранности. При этом процентное соотношение этих классов не столь важно. В пределах сложных ореолов с влиянием «постороннего» материала на незначительное удаление от коренного источника может указывать даже наличие в шлиховой минеральной ассоциации зёрен минералов I–II классов сохранности в количестве более 50 %. Наличие зёрен МИК I–II классов сохранности в количестве 70–80 % уже может свидетельствовать о ближайшем расположении кимберлитового тела.

На основе разработанной шкалы сохранности кимберлитовых минералов Л. А. Зиминим была построена диаграмма распределения МИК с различным механическим износом в зависимости от дальности транспортировки [11]. На исходной диаграмме автором были показаны кривые распространения зёрен пикроильменита I, II, III и IV классов сохранности, а также пироба I класса сохранности. Несмотря на то, что эффективность данной диаграммы проверена временем и её работоспособность подтверждена в реальных обстановках на многочисленных объектах в пределах ЯАП, у диаграммы наравне с преимуществами имеются и некоторые недостатки. Одним из неудобств её использования является то, что кривые содержания пикроильменита разной степени сохранности построены без всякой взаимосвязи друг с другом. На графике они располагаются субпараллельно [11], что предполагает при определении степени удалённости минерала от первоисточника использование только какого-либо одного из четырёх классов сохранности. В реальных же условиях в ореолах и потоках рассеяния в одной точке встречаются, как правило, одновременно минералы всех классов сохранности, так как по мере удаления от коренного источника происходит постепенное снижение процентного содержания зёрен I класса сохранности и увеличение концентрации зёрен II класса, а затем и других классов сохранности, и процентные содержания этих разных классов сохранности взаимосвязаны. Поэтому

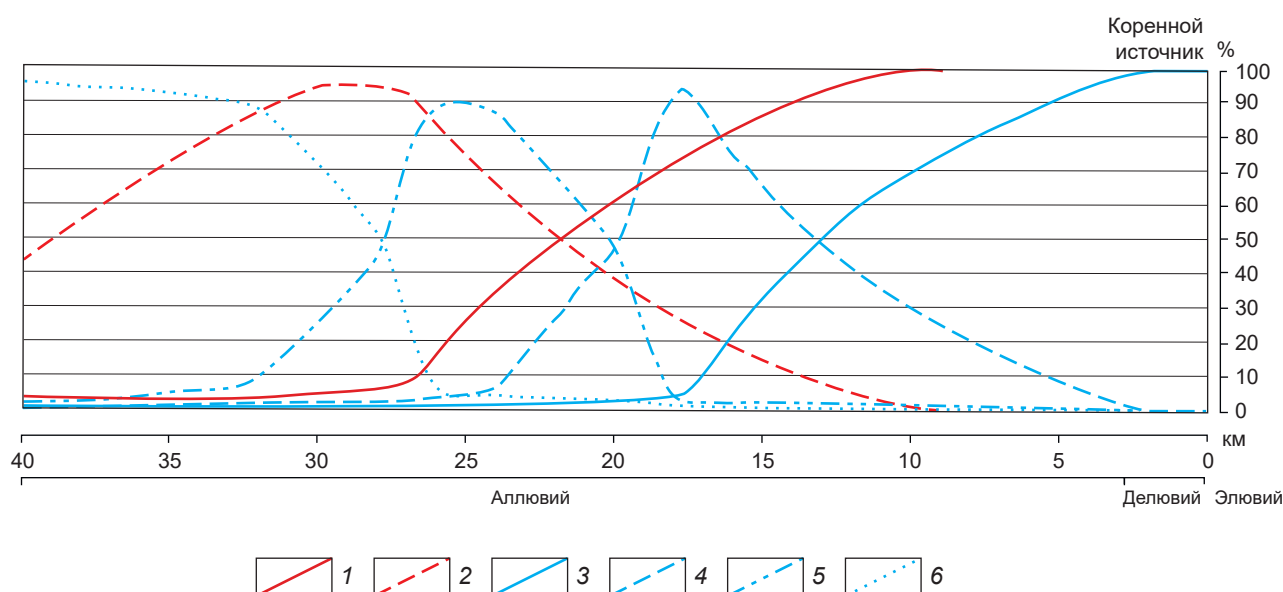
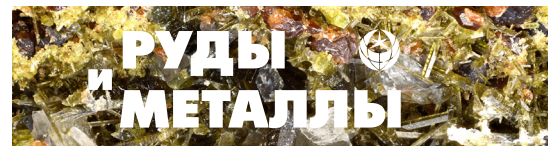


Рис. 3. Комплексная диаграмма распределения пиропы и пикроильменита разной степени сохранности в зависимости от дальности транспортировки в аллювиальных отложениях (применительно к районам с посторонними источниками):

кривые распределения содержаний пиропы: 1 – I класса сохранности, 2 – II класса сохранности; кривые распределения содержаний пикроильменита: 3 – I класса сохранности, 4 – II класса сохранности, 5 – III класса сохранности, 6 – VI класса сохранности

Fig. 3. Comprehensive diagram of the distribution of pyrope and picroilmenite of varying preservation degrees depending on their transport distance in alluvial deposits (applied to areas with external sources):

pyrope content distribution curves: preservation classes: 1 – Class I, 2 – Class II; picroilmenite content distribution curves: preservation classes: 3 – Class I, 4 – Class II, 5 – Class III, 6 – Class VI

полученные расстояния при определении степени удалённости от первоисточника отдельно по разным классам сохранности всегда будут различаться между собой и иногда могут быть трудно сопоставимы.

Рекомендации

В целях устранения отмеченного выше неудобства на основе диаграммы Л. А. Зимина была составлена комплексная диаграмма распределения пиропы и пикроильменита разной степени сохранности, которая представлена на рис. 3. Данная диаграмма позволяет оценивать дальность транспортировки МИК от коренного источника уже по совокупному распределению зёрен всех классов сохранности одновременно. Другими словами, диаграмма, представленная на рис. 3, позволяет

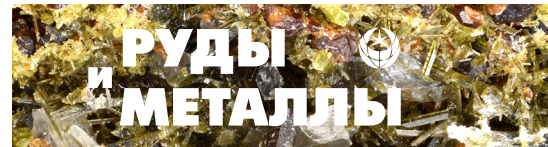
определять степень удаления от кимберлитового тела одновременно сразу по нескольким кривым, соответствующим разной степени сохранности для каждого минерала (пиропы или пикроильменита).

При составлении данной диаграммы, кроме собственных наблюдений, учитывались реальные шлихо-минералогические ситуации из отчётных данных, полученные в результате алмазописковых работ, проведённых сотрудниками Амакинской ГРЭ за период с 1981 по 1996 гг. В отличие от первоначальной диаграммы Л. А. Зимина, на которой кривые распределения содержаний пиропы и пикроильменита разных классов сохранности субпараллельны [11], на рис. 3 кривые содержания разного класса сохранности взаимно пересекаются. И это более логично, так как по

мере удаления от коренного источника происходит уменьшение содержания минералов высокой степени сохранности при одновременном увеличении доли изношенных зёрен. Для пикроильменита на диаграмме предусмотрены четыре кривые совокупного распределения зёрен I, II, III и IV классов сохранности. Для пиропы приведены лишь две кривые распределения, а именно только для зёрен I и II классов сохранности. Кривые распределения пиропы III и IV классов сохранности выходят за пределы оцениваемого 40-километрового отрезка гидросети и на диаграмме не показаны. Как видно из рис. 3, уже кривая распределения для зёрен пиропы II класса сохранности своим окончанием с содержанием 40 % выходит за пределы выбранного расстояния. Данное обстоятельство свидетельствует в пользу того, что для оценки дальности сноса МИК с параметрами от ближнего до умеренного решающее значение имеют зёрна преимущественно I и II классов сохранности. Остальные классы сохранности (III и IV) имеют вспомогательное значение и являются показателем значительного удаления минеральной ассоциации от коренного источника. Данное утверждение относится не только к пиропу, но и к пикроильмениту. На представленной диаграмме (рис. 3), где в отличие от пиропы для пикроильменита III–IV классов сохранности приведены соответствующие кривые № 5 и № 6, уже кривая распределения пикроильменита III класса (№ 5) со сколько-либо заметным содержанием зёрен данной сохранности располагается на значительном удалении от первоисточника. Так, содержание зёрен пикроильменита III класса сохранности в количестве 10–20 % при одновременном практически полном отсутствии зёрен I–II классов сохранности соответствует расстоянию в 30–32 км. Изношенные зёрна пикроильменита IV класса сохранности ещё значительно удалены от коренного источника, о чём наглядно свидетельствует кривая распределения пикроильменита № 6 данной сохранности. Процентное содержание пикроильменита IV класса сохранности в количе-

стве более 50 % свидетельствует о дальнейшем сносе зёрен с износом данного класса. Тем не менее наличие графиков распределения пикроильменита для каждого из четырёх классов сохранности позволяет использовать одновременно все кривые при определении степени удаления минерала от коренного источника.

В качестве дополнения на рис. 3 приведена кривая распределения зёрен пиропы II класса сохранности для бассейнов с посторонними источниками, которая на первоначальной диаграмме Л. А. Зимина отсутствовала. Ещё одним новшеством приведённой диаграммы является то, что на представленном графике при достижении минералами разной степени сохранности 10-процентного содержания дальнейшее падение концентраций идёт не по такой же закономерности, приводящей к их полному исчезновению, а более плавно. К примеру, кривая распределения пикроильменита I класса сохранности, достигая уровня 10 % на удалении 17–18 км от первоисточника, выполаживается, после чего происходит плавное уменьшение концентрации данного класса сохранности на значительном расстоянии от кимберлитового тела. Как следует из рис. 3, даже на расстоянии 40 км от коренного источника отмечаются первые проценты зёрен I класса сохранности. Опыт работ показывает, что единичные зёрна МИК хорошей сохранности имеют достаточно широкое фоновое распространение и встречаются на значительном удалении от кимберлитовых тел вне всякой видимой связи с известными коренными источниками. Данному феномену можно найти логическое объяснение, и некоторые возможные условия, при которых происходит перемещение МИК на значительные расстояния без существенного износа, мы описывали ранее [11]. В частности, в качестве одного из механизмов такого перемещения может выступать перенос МИК донным льдом в весенний период вместе с вмёрзшим в него галечником. При таком механизме кимберлитовые минералы хорошей сохранности могут пассивно переноситься по водотокам льдом на большие расстояния, постепенно



высвобождаясь на всём пути своего следования, при этом практически не изнашиваясь.

Особо отметим, что применение приведённой выше диаграммы корректно при определении дальности переноса минералов только для континентальных условий и только для районов с развитием промежуточных коллекторов, поставляющих дополнительный минералогический материал в ореолы и потоки рассеяния. И хотя характер кривых распределения содержаний пиропса и пикроильменита как в «стерильных» районах, так и в условиях «помех» один и тот же, всё же в «стерильных» районах дальность распространения МИК хорошей сохранности увеличивается на 10–15 км от коренного источника. Однако такие «простые» ореолы с кимберлитовыми минералами исключительно прямого сноса встречаются крайне редко и характерны преимущественно для открытых, хорошо изученных территорий, где алмазопромысловые работы в настоящее время практически свёрнуты.

Применение диаграммы, приведённой на рис. 3, к ореолам, сформировавшимся в прибрежно-морских литодинамических обстановках, лишено здравого смысла по той причине, что в данных условиях поведение МИК значительно отличается от континентальных. Приобретаемые в прибрежно-морских условиях характерные особенности минеральной ассоциации будут зависеть от таких факторов, как стабильность береговой линии, особенности берега (его крутизна), динамика водной среды, и некоторых иных. Следует признать, что поведение кимберлитовых минералов в морских условиях на сегодня изучено крайне недостаточно. Вполне определённо можно лишь утверждать, что в прибрежно-морских условиях МИК приобретают максимальную степень механического износа. При этом предельная окатанность зёрен может возникать на месте в процессе возвратно-поступательного движения волн, вне зависимости от удаления от коренного источника. Одновременно в таких условиях происходит глубокая сортировка минеральной ассоциации по гранулометрии и плотности.

При составлении комплексной диаграммы (рис. 3) процентное содержание зёрен рассчитывалось на исходную шлиховую пробу объёмом 20 литров. Поэтому приведённые графики распределения содержаний пиропса и пикроильменита различной степени сохранности справедливы также только по отношению к данному объёму проб. Иной объём проб приведёт к несколько другим процентным содержаниям МИК, в первую очередь минералов хорошей сохранности, что будет соответствовать несколько иным расстояниям их переноса. Кроме этого, для построения кривых распределения МИК использовался наиболее представительный гранулометрический класс $-1+0,5$ мм.

Практическое использование диаграммы, представленной на рис. 3, достаточно простое. Например, если в конкретной пробе (ореоле) содержание пиропса I класса сохранности составляет 15 % при одновременном количестве зёрен II класса, равном 85 %, то данные соотношения соответствуют удалению минерала от коренного источника на расстояние 26 км. Или, допустим, если содержания пикроильменита разной степени сохранности в какой-то конкретной точке имеют следующие соотношения: I класс – 2 %, II класс – 27 %, III – 68 % и IV класс – 3 %, то по диаграмме данные соотношения соответствуют расстоянию примерно в 27 км. Содержанию пикроильменита I класса сохранности, равному 67 %, при одновременном количестве зёрен II класса 30 % и единичных зёрнах III–IV классов сохранности (первые проценты) соответствует расстояние до коренного источника в 10–11 км. Безусловно, в реальных условиях такое пропорциональное распределение зёрен разной степени сохранности, которое бы строго соответствовало содержаниям по кривым для определённого расстояния, редко встречается. Как правило, в конкретных шлихо-минералогических обстановках соотношения зёрен различной степени сохранности в ореолах характеризуются определённой диспропорцией. К примеру, содержание пикроильменита I класса сохранности, равное 20 %, при



одновременном содержании зёрен данного минерала II класса в 30 % не соответствует на диаграмме какому-то одному конкретному расстоянию или «узкому» интервалу (рис. 3). Для зёрен I класса сохранности это расстояние будет соответствовать примерно 16 км, а для зёрен II класса оно равно ~ 22 км. Поэтому в большинстве случаев в реальных условиях оцениваемое по диаграмме удаление определённого минерала от коренного источника будет определяться расстоянием «от-и-до», или «минимум-максимум».

Следует обратить внимание на то, что кривая распределения пиропы I класса сохранности (№ 1) более близка к кривой пикроильменита II класса (№ 4), а II класс сохранности пиропы (кривая № 2) по удалённости от источника значительно превосходит даже III класс сохранности пикроильменита (кривая № 5). Из этого следует, что при равном удалении от коренного источника в конкретной точке пикроильмениту II класса сохранности более будут соответствовать менее изношенные зёрна пиропы I класса при условии, что оба минерала являются производными одного источника. Данные выводы не расходятся с результатами исследований В. П. Афанасьева [2, 3].

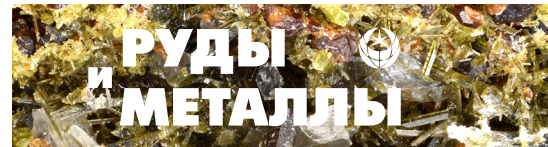
Несмотря на то, что приведённые кривые являются эмпирическими, всё же следует отметить, что определяемые расстояния будут приблизительными, так как, во-первых, невозможно определить степень влияния посторонних источников кимберлитовых минералов в конкретном районе, во-вторых, невозможно учесть влияние такого фактора, как скорость течения водотока, которая для каждого конкретного случая будет индивидуальной. Кроме этого, на дальность перемещения МИК существенное влияние оказывают их размер и содержание в первоисточнике, гранулометрический и петрографический состав среды переноса и некоторые другие факторы (неотектоника, климат и т. д.). Из всех перечисленных факторов наиболее важным, безусловно, является вопрос влияния МИК из промежуточных коллекторов на распределение и дальность перемещения в ореолах и потоках рассеяния кимберлитовых минералов прямого сноса. На сегодня не вызывает сом-

нения лишь тот факт, что между содержанием изношенных МИК в древних коллекторах и дальностью распространения кимберлитовых минералов хорошей сохранности в аллювии при разрушении кимберлитовых тел существует обратная зависимость: чем больше содержится в промежуточном коллекторе изношенных зёрен, тем меньше процент зёрен хорошей сохранности из коренного источника в современном аллювии и, как следствие, меньше дальность их распространения по водотоку. Количественное выражение данной зависимости должно базироваться на значительном объёме наблюдений и экспериментальных данных.

Тем не менее проверка работоспособности диаграммы на хорошо изученных объектах в пределах ЯАП показала неплохую сходимость результатов с эмпирическими кривыми распределения МИК различной степени сохранности (рис. 3). Так, к примеру, в районе устья р. Улаах-Муна, на расстоянии 20–26 км ниже трубок Верхне-Мунского кимберлитового поля, максимальное содержание пиропы I класса сохранности по данным поисковых работ Амакинской ГРЭ составляет 10–15 %. При этом содержание пиропы II класса сохранности по отдельным пробам здесь достигает 50–60 %, что на диаграмме рис. 3 соответствует расстоянию 22–27 км. Ниже по течению р. Муна содержание зёрен I класса значительно падает и на удалении 40 км от кимберлитового поля обычно не превышает 2–3 %, а содержание зёрен пиропы II класса колеблется в пределах 30–50 %, что, согласно диаграмме, соответствует расстоянию 39 км и более. Единичные зёрна пиропы I класса сохранности улавливаются по руслу р. Муна на удалении 150 км, а II класса – до 200 км ниже трубок.

Заключение

Приведённая усовершенствованная комплексная диаграмма распределения пиропы и пикроильменита в зависимости от дальности транспортировки на основе сохранности первичных поверхностей позволяет количественно определить степень удаления кимберлитовых минералов от коренного источника,



что может оказать существенную помощь в решении задачи локализации шлиховых ореолов. Исходя из того, что механический износ кимберлитовых минералов является функцией расстояния, принадлежность к одному и тому же коренному источнику «свежих» изношенных кимберлитовых минералов и полностью утративших первоначальный облик изношенных зёрен, присутствующих в одном и том же месте в сколько-либо заметных количествах, является маловероятной. Данный вывод имеет важное практическое значение, в пользу правомочности которого наглядно свидетельствует рекомендованная комплексная диаграмма зависимости износа МИК от пройденного расстояния (рис. 3). Безусловно, этот вывод справедлив при условии, что и «свежие», и существенно изношенные минералы являются первичными (не перетолженными). При этом источником как минера-

лов хорошей сохранности, так и изношенных зёрен должны являться отложения континентального генезиса, что предполагает линейный характер распределения МИК в ореолах рассеяния. Это подтверждается практическим опытом авторов при исследованиях химизма кимберлитовых минералов на многочисленных объектах ЯАП. В процессе таких исследований было установлено, что в подавляющем большинстве случаев МИК хорошей сохранности показывали кардинальное отличие химического состава от состава существенно изношенных зёрен в пределах одних и тех же ореолов [12].

Применение комплексной диаграммы распределения гранатов I и II классов сохранности и пикроильменитов I–IV классов сохранности в зависимости от дальности их транспортировки будет способствовать повышению эффективности алмазопроизводственных работ.

Список литературы

1. Афанасьев В. П. Закономерности эволюции кимберлитовых минералов и их ассоциаций при формировании шлиховых ореолов // Геология и геофизика. – 1991. – № 2. – С. 78–85.
2. Афанасьев В. П., Соболев Н. В., Кириллова Е. А., Юсупов Т. С. Относительная абразивная устойчивость пиропы и пикроильменита – индикаторных минералов кимберлитов // Доклады РАН. – 1994. – Т. 337, № 3. – С. 359–362.
3. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Похиленко Н. П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. – Новосибирск : Филиал «Гео»; Изд-во СО РАН, 2001. – 276 с.
4. Подвысоцкий В. Т., Белов Е. Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. – Якутск : ЯНЦ СО РАН, 1995. – 164 с.
5. Прокопчук Б. И., Кострюков М. С., Королева М. Н. Сохранность пиропы в зависимости от условий транспортировки рыхлых отложений // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1964. – № 5. – С. 58–63.
6. Плотникова М. И., Салтыков О. Г., Кардопольцева О. И. Закономерности размещения алмазовых россыпей Приленского района (Западная Якутия) // Геология и геофизика. – 1967. – № 11. – С. 31–37.
7. Скрыбина Л. И., Ягнышев Б. С. Полевой определитель шлиховых минералов из аллювиальных осадков Якутии / отв. ред. И. И. Колодезников. – Якутск : ГУП РС(Я) ЦГАЛ, 2005. – 224 с.
8. Харьков А. Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. – М. : Недра, 1978. – 136 с.
9. Харьков А. Д., Квасница В. Н., Сафронов А. Ф., Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмаза и его минералов спутников из кимберлитов. – Киев : Наукова думка, 1989. – 184 с.
10. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. – М. : Недра, 1995. – 348 с.
11. Хмельков А. М. Оценка дальности переноса кимберлитовых минералов при алмазопроизводственных работах // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона : Материалы Всерос. совещ. – Сыктывкар : ИГ НЦ УрО РАН, 2006. – С. 38–40.

12. Хмельков А. М. Основные минералы кимберлитов и их эволюция в процессе ореолообразования (на примере Якутской алмазонасной провинции). – Новосибирск : Изд-во АРТА, 2008. – 252 с.

13. Хмельков А. М., Чугуевская Э. А. Основные морфогенетические характеристики минералов-индикаторов кимберлитов // Руды и металлы. – 2025. – № 1. – С. 40–56. – doi: 10.47765/0869-5997-2025-10003.

References

1. Afanas'ev V. P. Zakonomernosti evolyutsii kimberlitovykh mineralov i ikh assotsiatsii pri formirovani shlikhovykh oreolov [Patterns of evolution of kimberlite minerals and their associations during the formation of alluvial halos], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 1991, No 2, pp. 78–85. (In Russ.)
2. Afanas'ev V. P., Sobolev N. V., Kirillova E. A., Yusupov T. S. Otnositel'naya abrazivnaya ustoichivost' piropa i pikroil'menita – indikatornykh mineralov kimberlitov [Relative abrasive resistance of pyrope and picroilmenite – indicator minerals of kimberlites], *Doklady RAN* [Proceeding of the Russian Academy of Science], 1994, Vol. 337, pp. 359–362. (In Russ.)
3. Afanas'ev V. P., Zinchuk N. N., Pokhilenko N. P. Morfologiya i morfogenez indikatornykh mineralov kimberlitov [Morphology and morphogenesis of kimberlite indicator minerals], Novosibirsk, Branch "Geo", SB RAS Publ., 2001, 276 p.
4. Podvysotskii V. T., Belov E. N. Sostav i usloviya formirovaniya drevnikh osadochnykh kollektorov i rossypei almazov [Composition and conditions of formation of ancient sedimentary reservoirs and diamond placers], Yakutsk, Yakut Scientific Center of the SB RAS Publ., 1995, 164 p.
5. Prokopchuk B. I., Kostryukov M. S., Koroleva M. N. Sokhrannost' piropa v zavisimosti ot uslovii transportirovki rykhlykh otlozhenii [Preservation of pyrope depending on the conditions of transportation loose sediments], *Izvestiya VUZov. Geologiya i razvedka* [Proceeding of higher educational establishments, Geology and Exploration], 1964, No 5, pp. 58–63. (In Russ.)
6. Plotnikova M. I., Saltykov O. G., Kardopol'tseva O. I. Zakonomernosti razmeshcheniya almazonosnykh rossypei Prilenskogo raiona (Zapadnaya Yakutiya) [Patterns of distribution of diamond-bearing placers in the Prilensky district (Western Yakutia)], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 1967, No. 11, pp. 31–37. (In Russ.)
7. Skryabina L. I., Yagnyshev B. S. Polevoi opredelitel' shlikhovykh mineralov iz allyuvial'nykh osadkov Yakutii [Field guide to heavy mineral concentrates from alluvial deposits of Yakutia], otv. redaktor I. I. Kolodeznikov [ed. by I. I. Kolodeznikov], Yakutsk, GUP RS(Ya) CGAL Publ., 2005, 224 p.
8. Khar'kiv A. D. Mineralogicheskie osnovy poiskov almaznykh mestorozhdenii [The mineralogical foundations of diamond deposits prospecting], Moscow, Nedra Publ., 1978, 136 p.
9. Khar'kiv A. D., Kvasnitsa V. N., Safronov A. F., Zinchuk N. N. Tipomorfizm almaza i ego mineralov sputnikov iz kimberlitov [Typomorphism of diamond and its satellite minerals from kimberlites], Kiev, Naukova Dumka Publ., 1989, 184 p.
10. Khar'kiv A. D., Zinchuk N. N., Kryuchkov A. I. Geologo-geneticheskie osnovy shlikho-mineralogicheskogo metoda poiskov almaznykh mestorozhdenii [Geological and genetic foundations of the alluvial-mineralogical method for prospecting diamond deposits], Moscow, Nedra Publ., 1995, 348 p.
11. Khmelkov A. M. Otsenka dal'nosti perenosa kimberlitovykh mineralov pri almazoposkovykh rabotakh [Assessment of the transport distance of kimberlite minerals during diamond exploration work], In: *Almazy i blagorodnye metally Timano-Ural'skogo regiona. Materialy Vserossiyskogo soveshchaniya* [Diamonds and precious metals of the Timan-Ural region. Proceedings of the All-Russian Meeting], 2006, Syktyvkar, IG NC UB RAS Publ., pp. 38–40. (In Russ.)
12. Khmelkov A. M. Osnovnye mineraly kimberlitov i ikh evolyutsiya v protsesse oreolobrazovaniya (na primere Yakutskoi almazonosnoi provintsi) [Main kimberlite minerals and their evolu-



tion in the ore halo formation process (using the example of the Yakutian diamond province)], Novosibirsk, ARTA Publ., 2008, 252 p.

13. Khmelkov A. M., Chuguevskaya E. A. Osnovnye morfogeneticheskie kharakteristiki mineralov-in-

dikatorov kimberlitov [The principal morphogenetic characteristics of kimberlite indicator minerals], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2025, No 1, pp. 40–56. (In Russ.) DOI: 10.47765/0869-5997-2025-10003.

Хмельков Александр Михайлович (st_56@mail.ru)
кандидат геолого-минералогических наук, ветеран АЛРОСА

Чугуевская Эльвира Александровна
геолог I категории

Вилуйская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Новосибирск, Россия

Aleksandr Mikhailovich Khmelkov (st_56@mail.ru)
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, veteran of ALROSA

Elvira Aleksandrovna Chuguevskaya
geologist I category

Vilyui Geological Exploration Expedition, ALROSA (PJSC), Novosibirsk, Russia

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.412'44 (591)

Геологическое строение стратиформного Ag-Zn-Pb месторождения Боусайнг, Республика Союз Мьянма

Аунг Чит Сан, Игнатов П. А.

МГРИ, г. Москва, Россия

Аннотация. Свинцово-цинково-серебряное месторождение Боусайнг находится в 22 км к северу от г. Хехо в районе Таунгджи южного штата Шан на востоке Республики Союз Мьянма. Стратиформное оруденение локализовано в нескольких горизонтах карбонатной толщи нижнего–среднего ордовика формации Вунбей. Рудные тела в разрезе имеют линзовидную форму, мощность десятки метров, ширину до нескольких сотен метров и протяжённость в плане до первых километров. Массивные сульфидные руды сопровождаются сверху и снизу прожилково-вкрапленными. Руды сложены галенитом, сфалеритом, пиритом с примесью халькопирита и сереброносных блёклых руд. Жильная минерализация представлена кальцитом, доломитом, кварцем и баритом. В плане рудные тела локализованы в нескольких северо-западных линейных зонах протяжённостью до 15 км. Углы падения рудных тел увеличиваются на глубину до 120 м от 14° до 53°. Рудоносные пачки смяты в простые антиклинали и смещены крутопадающими сбросами и малоамплитудными сдвигами. На месторождении отрабатываются первичные сульфидные и окисленные англезит-церусситовые руды.

Ключевые слова: стратиформное свинцово-цинково-серебряное месторождение Боусайнг, Мьянма, формация Вунбей ордовика, карбонатные породы.

Для цитирования: Аунг Чит Сан, Игнатов П. А. Геологическое строение стратиформного Ag-Zn-Pb месторождения Боусайнг, Республика Союз Мьянма. Руды и металлы. 2026. № 2. С. 40–51. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10008.

Geological features of the Bawsaing stratiform Ag-Zn-Pb deposit, Republic of the Union of Myanmar

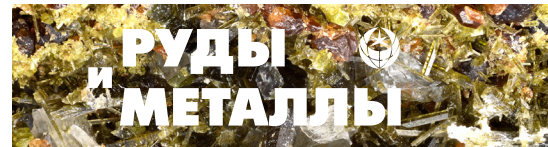
Aung Chit San, Ignatov P. A.

Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russia

Annotation. The Bawsaing lead-zinc-silver deposit is located 22 km north of Heho, in the Taunggyi region of the southern Shan State in the east of the Republic of the Union of Myanmar. Stratiform mineralization is localized in several horizons of the Lower-Middle Ordovician carbonate strata of the Wunbye Formation. The ore bodies have a lenticular shape in section with a thickness of tens of meters, a width of up to several hundred meters, and a length of up to the first kilometers. Massive sulfide ores are accompanied by disseminated ones from above and below. The ores are composed of galena, sphalerite, and pyrite with an admixture of chalcopyrite and silver-bearing gray ores. The gangue mineralization is represented by calcite, dolomite, quartz, and barite. In plan, the ore bodies are localized in several northwest-trending linear zones up to 15 km long. The dipping angles of the ore bodies increase from 14° through 53° to a depth of 120 m. The ore-bearing rock members were folded into simple anticlines and displaced by steeply dipping normal faults and low-amplitude strike-slip faults. Primary sulfide and oxidized anglesite-cerussite ores are mined at the ore deposit.

Keywords: Bawsaing stratiform lead-zinc-silver deposit, Myanmar, Ordovician Wunbye Formation, carbonate rocks.

For citation: Aung Chit San, Ignatov P. A. Geological features of the Bawsaing stratiform Ag-Zn-Pb deposit, Republic of the Union of Myanmar. Rudy i metally (Ores and metals). 2026. No. 2. pp. 40–51. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10008.



Введение

Район месторождения Боусайнг много десятилетий был источником серебросодержащей свинцовой руды в Мьянме. На древнюю горнодобывающую деятельность, относящуюся к XIV веку н. э. указывают многочисленные карьеры, широко распространённые горные выработки и множество куч свинцового шлака [4]. В 1928 г. началась разработка месторождения Боусайнг, и с тех пор свинцовая руда добывалась эпизодически. Во время Второй мировой войны японцы оккупировали месторождение Боусайнг и добывали руду. В начале 1950-х годов Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Мьянмы организовало добычу церуссита из зоны окисления свинцово-цинковых руд в Западном блоке (рудники Бо Пью Таунг – Нгве Таунг), а затем началась добыча первичных сульфидных руд. В 1970-х годах из руд месторождения ежегодно производилось 600 т концентрата, содержащего более 60 % Pb, 1–2 % Zn и 283 г/т Ag [8].

Целью данной работы является характеристика геологического строения и условий локализации серебро-цинково-свинцовых руд месторождения Боусайнг. Для этого рассмотрены литологический состав рудовмещающих пород, стратиграфия, описан минеральный состав руд, выделены структурные условия локализации рудных тел.

Использованы материалы из фондов геологической службы Республики Союз Мьянма и опубликованные данные: геологические карты масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 100 000; материалы полевых наблюдений; описания и документация обнажений и горных выработок; результаты стратиграфических, литологических и минералогических исследований.

Главные методы исследований включали геологическое картирование и анализ факторов локализации оруденения.

Результаты

Месторождение сереброносных цинково-свинцовых руд Боусайнг находится в 22 км к северу от г. Хехо в районе Таунгджи южного штата Шан в Мьянме. Мьянма в целом разде-

лена на четыре структурно-формационных и физико-географических пояса, протянувшихся с севера на юг: Восточно-Шанское нагорье или массив Шан-Тенассерим, Центральный бассейн или Центральный кайнозойский пояс, Индо-Мьянманский хребет или Ракхайно-Чинский складчатый пояс и прибрежная полоса Ракхайнского полуострова [5]. Район месторождения Боусайнг находится в западной части Восточно-Шанского нагорья, которое отделено от центрального бассейна системой пограничных разломов Шан (рис. 1).

Западная часть плато Шан в значительной степени сложена палеозойскими осадочными породами, несогласно перекрывающими докембрийский фундамент, состоящий из метаморфических пород группы Чаунг-Маджи. В основании осадочной толщи залегают серые кварциты и розовые слюдистые песчаники группы Молохейн верхнекембрийского возраста (рис. 2).

На них согласно залегают алевролиты, известняки и доломиты группы Пиндайя ордовика. Выше также согласно лежат фукоидные известняки и граптолитовые сланцы группы Мибаятаунг силура.

Осадочные породы нижнего палеозоя несогласно перекрыты известняками и доломитами верхнего карбона, перми и триаса, слагающими обширное низкогорное плато. Эта толща объединена в группу Известняковое Плато [6].

Группа Пиндайя включает формации Лок-Пьин нижнего ордовика, Вунбей нижнего–среднего ордовика и Нан-Он верхнего ордовика. Формация Лок-Пьин представлена преимущественно алевролитами с прослоями аргиллитов и мергелей жёлтого и зелёного цвета [6]. Мощность формации 125 м. Формация Нан-Он согласно перекрывает отложения Вунбей и состоит из жёлто-бурых алевролитов, светло-серых аргиллитов и глинистых известняков. В этой формации распространены цистиды, брахиоподы, мшанки, трилобиты и губки верхнего ордовика [2]. Её мощность составляет 62 м. В формации Нан-Он распространены характерные для неё пластовые залежи барита, локализованные в горизонтах алевролитов.

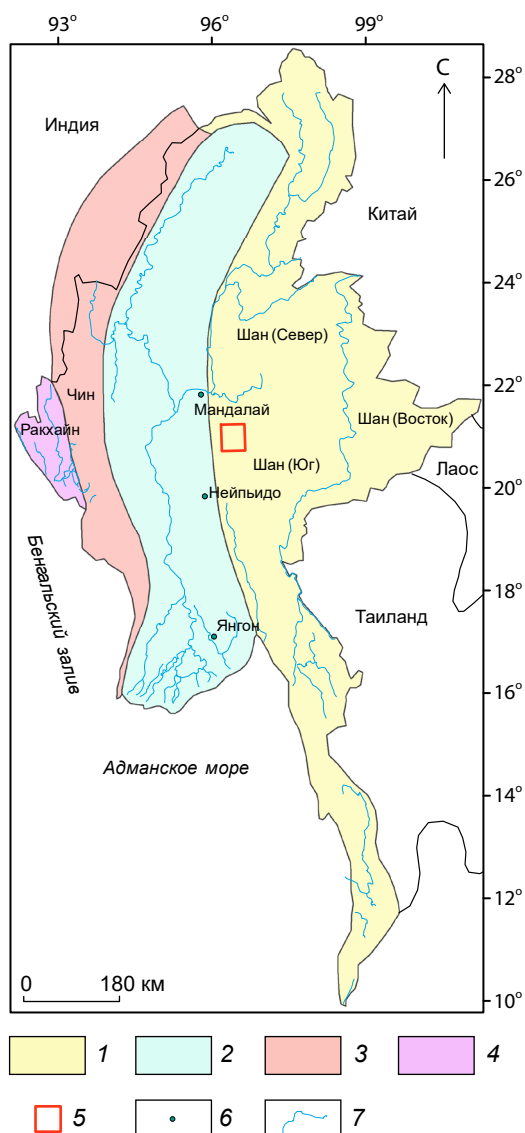


Рис. 1. Положение рудного поля Боусайнг на структурно-формационной схеме Мьянмы [3]:

1–4 – структурно-формационные зоны: 1 – антиклинорий Восточно-Шанского нагорья, 2 – Центральный кайнозойский пояс, 3 – Ракхайно-Чинский складчатый пояс Индо-Мьянманского хребта, 4 – прибрежная полоса Ракхайнского полуострова; 5 – месторождение Боусайнг; 6 – города; 7 – реки

Fig. 1. Position of the Bawsaing ore field on the schematic structural-formational map of Myanmar [3]:

1–4 – structural-formational zones: 1 – anticlinorium of the East Shan Highlands, 2 – Central Cenozoic belt, 3 – Rakhine-Chin fold belt of the Indo-Myanmar Range, 4 – coastal strip of the Rakhine Peninsula; 5 – Bawsaing deposit; 6 – cities; 7 – rivers

Рудоносная формация Вунбей включает сероцветные известняки, доломитизированные известняки и доломиты с прослоями алевролитов и линзами строматолитов. Часто встречаются текстуры биотурбаций. Известняки мелкозернистые от беловато-серого до голубовато-серого цвета и, как правило, переслаиваются с доломитами и алевролитами розового, бурого или жёлтого цвета. Доломиты мелкокристаллические, часто оолитовые и тонко-горизонтально-слоистые, встречаются в виде слоёв, линз и вкраплений. Алевролиты слюдястые, местами известковистые, средне- или крупнослоистые. В породах найдены брахиоподы, головоногие моллюски, губки и водоросли среднего ордовика [2]. В обнажениях породы этой формации часто лимонитизированы за счёт окисления сульфидов железа. Максимальная мощность формации составляет 936 м.

Вышележащая формация Линве нижнего силура залегает согласно. Она сложена фукоидными известняками, известковистыми аргиллитами и граптолитовыми сланцами [6]. В ней найдена фауна остракод, криноидей, мшанок и брахиопод нижнего силура. Её мощность составляет 295 м.

Осадочные толщи района смяты в сложные и простые складки разных порядков, в том числе опрокинутые. Осевые поверхности складок простираются в меридиональном направлении. Складчатые структуры являются частью антиклинория Шан. Район имеет мозаично-блоковое строение (рис. 3). Распространены продольные и секущие сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги. Преобладают надвиги и пологие взбросы с простирающим сместителей по меридиану и преобладающим падением на восток, нарушающие повторяющиеся опрокинутые складки. Крутопадающие разломы отражают диагональную сеть нарушений. Имеют место и широтные нарушения [4].

Рудный район Боусайнг локализован между региональным сбросом Шан север-северо-западного простираения, выраженным уступом, и субмеридиональным сдвигом Кяуктян. Сброс Шан хорошо дешифрируется в рельефе на аэрофото- и спутниковых снимках. Этот разлом отделяет равнину Мьитта на западе

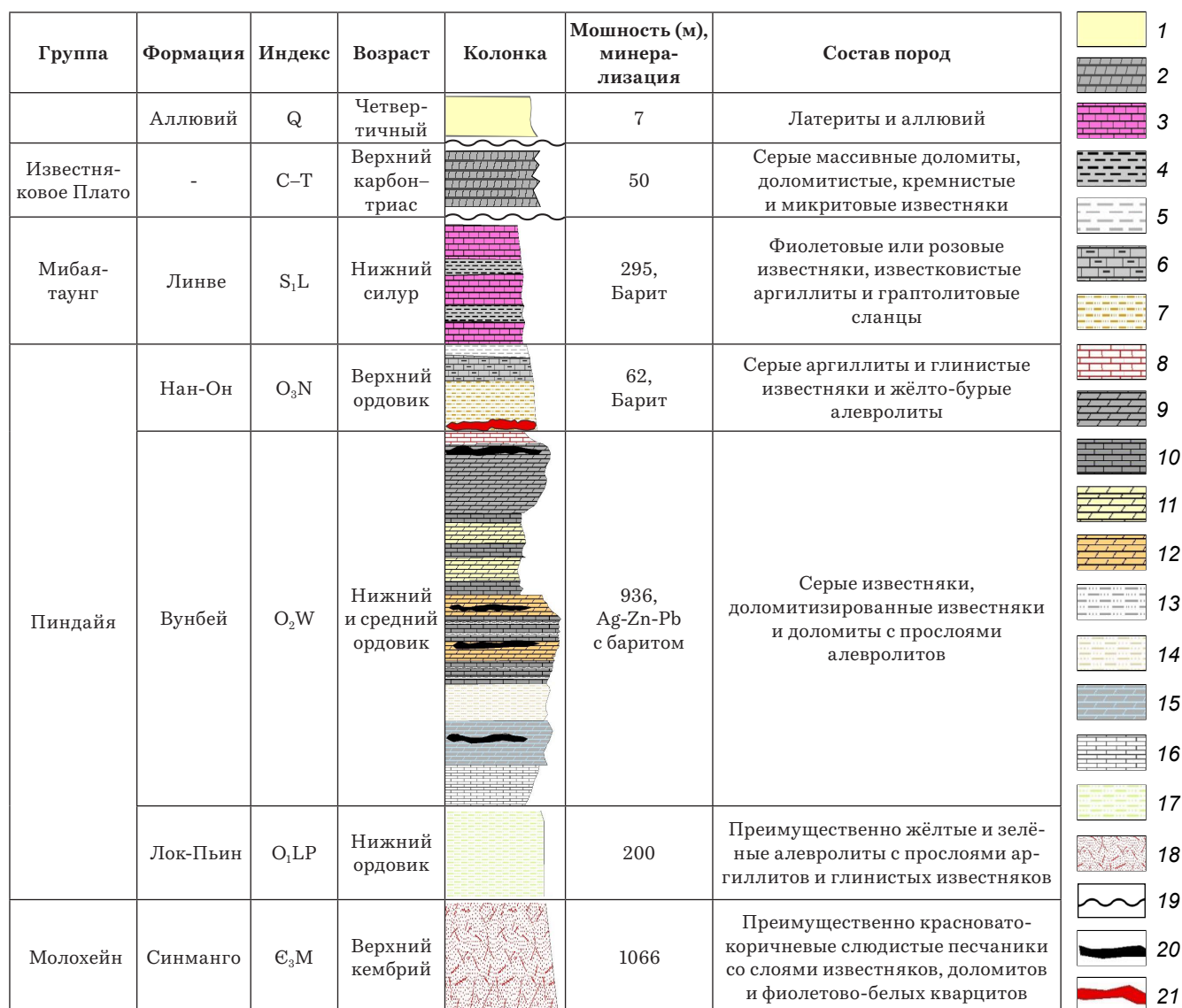
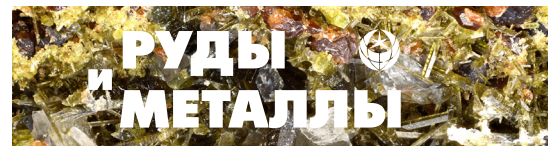


Рис. 2. Обобщённая стратиграфическая колонка района месторождения Боусайнг (Мьинт Лвин Тейн и др., 1972; Мьинт Лвин Тейн, 1973 и 1979):

1 – латериты и аллювий; 2 – доломиты; 3 – фиолетовые известняки; 4 – граптолитовые сланцы; 5 – серые аргиллиты; 6 – глинистые известняки; 7 – жёлто-бурые алевролиты; 8 – лимонитизированные известняки; 9 – серые доломитизированные известняки; 10 – серые и тёмно-серые известняки; 11 – светло-жёлтые доломитистые известняки; 12 – желтовато-коричневые доломитизированные известняки; 13 – алевролиты; 14 – жёлто-серые алевролиты; 15 – голубовато-серые доломитизированные известняки; 16 – серые и тёмно-серые строматолитовые известняки; 17 – жёлтые и зелёные алевролиты; 18 – красновато-коричневые слюдястые песчаники; 19 – несогласие; 20 – Zn-Pb рудные тела; 21 – баритовое рудное тело

Fig. 2. Generalized stratigraphic column for the Bawsaing deposit area (after Myint Lwin Thein et al., 1972; Myint Lwin Thein, 1973 and 1979):

1 – laterites and alluvium; 2 – dolomites; 3 – purple limestones; 4 – graptolitic schists; 5 – gray mudstones; 6 – clayey limestones; 7 – yellow-brown siltstones; 8 – limonitized limestones; 9 – gray dolomitized limestones; 10 – gray and dark gray limestones; 11 – light-yellow dolomitic limestones; 12 – yellowish brown dolomitized limestones; 13 – siltstones; 14 – yellowish gray siltstones; 15 – bluish gray dolomitized limestones; 16 – gray and dark gray stromatolitic limestones; 17 – yellow and green siltstones; 18 – reddish brown micaceous sandstones; 19 – unconformity; 20 – Zn-Pb ore bodies; 21 – barite ore body

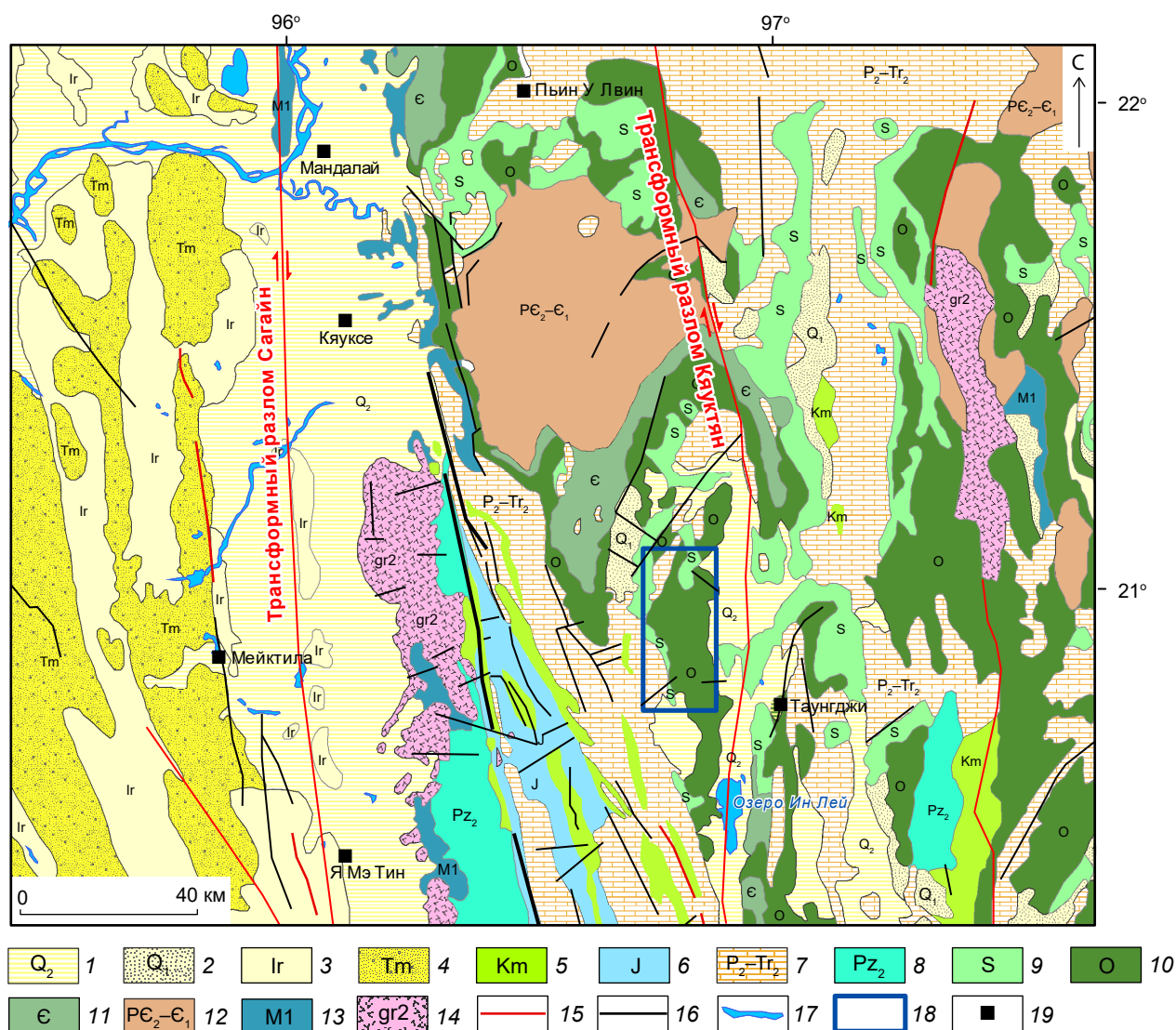
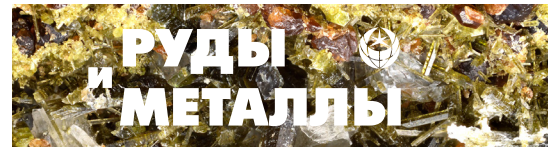


Рис. 3. Геолого-структурная карта района Боусайнг (Общество геонауки Мьянмы, 2014):

осадочные породы: 1 – голоцен (современный аллювий), 2 – плейстоцен (древний аллювий), 3 – верхний миоцен и плиоцен, формация Иравади (песчаники), 4 – миоцен, верхняя формация Перу (песчаники, сланцы и алевролиты), 5 – мел, красные пласты Калау (конгломераты, песчаники, алевролиты и сланцы), 6 – юра, 7 – средняя пермь–средний триас, 8 – верхний палеозой, 9 – силур, 10 – ордовик, 11 – верхний кембрий, 12 – верхний докембрий–нижний кембрий; 13 – метаморфические породы палеозоя; 14 – гранитоиды от мезозойского до нижне-кайнозойского возраста; 15 – активные трансформные разломы; 16 – неактивные разломы; 17 – реки; 18 – месторождение Боусайнг; 19 – города

Fig. 3. Geological-structural map of the Bawsaing region (after the Myanmar Geosciences Society, 2014):

sedimentary rocks: 1 – Holocene (recent alluvium), 2 – Pleistocene (ancient alluvium), 3 – Upper Miocene and Pliocene, Irrawaddy formation (sandstones), 4 – Miocene (upper Pegu formation – sandstone, shale and siltstone), 5 – Cretaceous (Kalaw red beds – conglomerates, sandstones, siltstones and shales), 6 – Jurassic, 7 – Middle Permian to Middle Triassic, 8 – Upper Paleozoic, 9 – Silurian, 10 – Ordovician, 11 – Upper Cambrian, 12 – Upper Precambrian to Lower Cambrian; 13 – Paleozoic metamorphic rocks; 14 – Mesozoic to Lower Cenozoic granitoids; 15 – active transform faults; 16 – inactive faults; 17 – rivers; 18 – Bawsaing ore deposit; 19 – cities



и высокогорное плато Шан на востоке. Разлом Кяуктян считается трансформным и простирается от восточной части города Пьин У Лвин через озеро Ин Лей. Он также хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Это активный современный сдвиг. С ним связаны основные землетрясения на плато Шан.

Рудоносная формация Вунбей разделена на семь литостратиграфических пачек, три из которых вмещают сульфидную минерализацию (рис. 4).

Пачки различаются по соотношению карбонатных и терригенных пород, снизу вверх:

1. O_2W^1 состоит из серых и тёмно-серых строматолитовых известняков и в меньшей мере тёмно-серых доломитистых известняков, её мощность 100 м;

2. O_2W^2 – рудоносная, состоит из голубовато-серых и серых доломитизированных известняков, оолитовых известняков и доломитов, мощностью 100 м. В пачке встречаются рудоносные тектонические брекчии и прожилки;

3. O_2W^3 включает желтовато-серые алевролиты и небольшое количество тёмно-серых известняков, мощность 82 м;

4. O_2W^4 – рудоносная, состоит из желтовато-коричневых доломитизированных известняков и серых массивных и слоистых известняков с прослоями алевролитов, мощность пачки 200 м. Руды встречаются в доломитизированных известняках и тектонических брекчиях и прожилках;

5. O_2W^5 состоит из переслаивающихся светло- и тёмно-серых массивных известняков и светло-жёлтых доломитистых известняков, мощность 174 м;

6. O_2W^6 – рудоносная, сложена фукоидными известняками и доломитами голубовато-серого и серо-коричневого цвета, мощность 268 м. В пачке обнаруживаются рудоносные тектонические брекчии и прожилки. Сульфидные руды отмечены в прослое туфопесчаника. На месторождении в этой пачке распространены окисленные свинцовые руды;

7. O_2W^7 состоит из красновато-коричневых лимонитизированных известняков, мощность 12 м [7].

Стратиформные залежи серебра, цинка и свинца сопровождаются баритом. По разрезу отмечаются разные соотношения минералов (рис. 2 и 4). Галенит характерен для второй пачки формации Вунбей, галенит с баритом – для четвёртой и шестой. Значительная минерализация барита локализована в формации Нан-Он верхнего ордовика. Она также имеется в силурийской формации Линве, но без концентраций свинца и цинка.

Месторождение включает стратиформные залежи первичных сульфидных и вторичных англезит-церусситовых руд, слагающих серию сближенных вытянутых линзовидных рудных тел (рис. 5).

Поскольку рудные тела – стратиформные, то месторождение Боусайнг занимает значительную площадь, сопоставимую с рудным полем. Мощность рудных залежей варьирует от первых метров до 61 м, ширина – от десятков до первых сотен метров, длина – до километра и более. Падение залежей на восток, в приповерхностной части пологое ($14-15^\circ$), на глубину до 120 м – среднее до крутого (53°).

В центре рассматриваемой площади имеется изометричная антиклиналь, разделяющая её на две части. Рудоносные зоны контролируются осевыми частями линейных антиклиналей и флексур, протяжённых в меридиональном и северо-западном направлениях.

На месторождении Боусайнг выделяется два блока – Западный опущенный и Восточный поднятый (рис. 6). В обоих блоках имеет место сходная структурная позиция и морфология рудных тел. Блоки разделены молодым север-северо-западным крутопадающим сбросом с амплитудой смещения порядка 150 м.

В Восточном блоке из штолен добываются первичные сульфидные серебросодержащие сфалерит-галенитовые руды с содержанием свинца 58 % (рудники Тейнгон и Еьяхаунг). Рудные тела шириной 125–300 м, мощностью 50–61 м и длиной до 2,5 км меридионального и северо-западного простирания, с падением 30° на северо-восток. Они локализованы во второй и четвёртой пачках формации Вунбей.

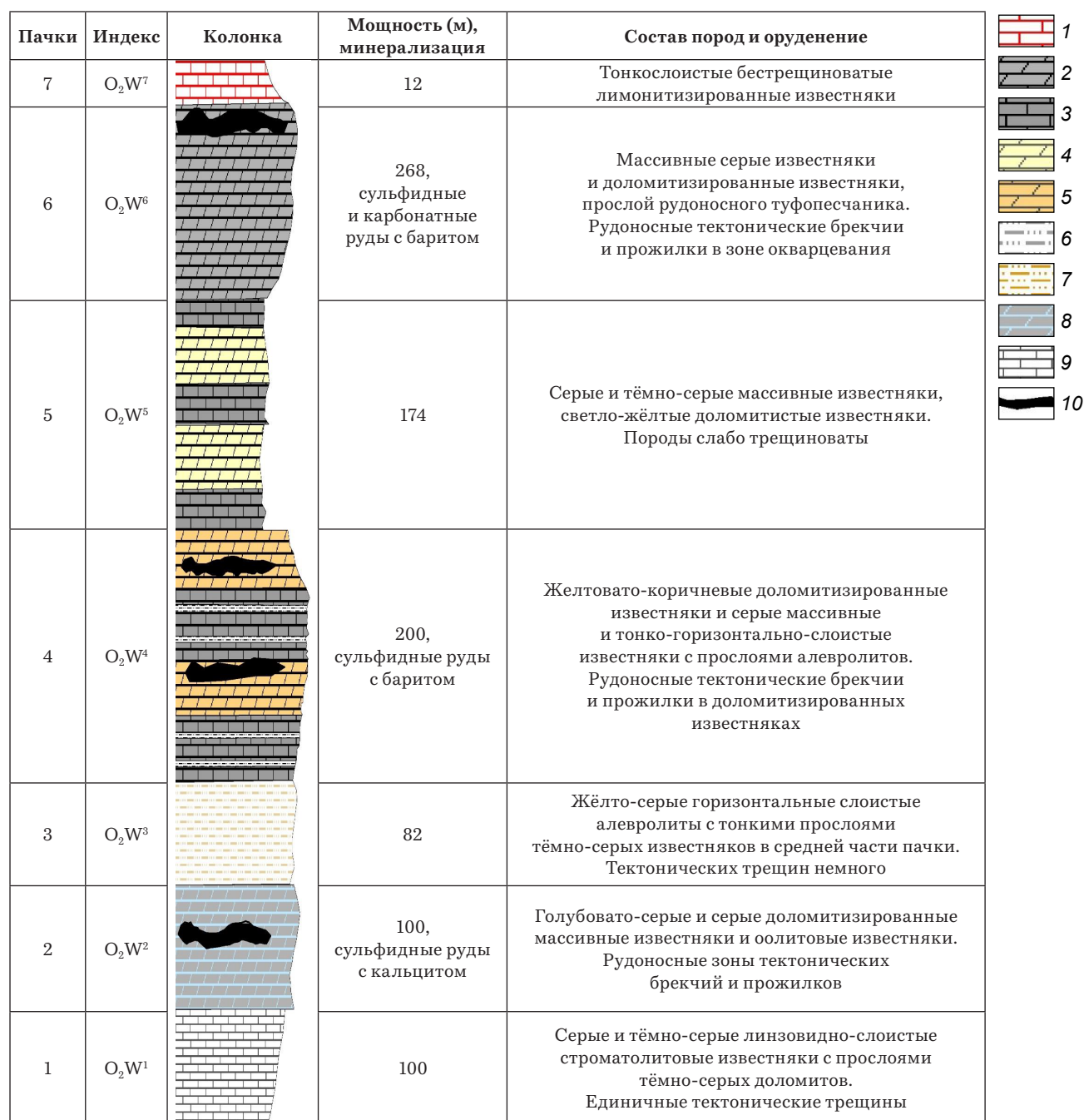


Рис. 4. Позиция рудоносных уровней в формации Вунбей [7]:

1 – лимонитизированные известняки; 2 – серые доломитизированные известняки; 3 – серые и тёмно-серые известняки; 4 – светло-жёлтые доломитистые известняки; 5 – желтовато-коричневые доломитизированные известняки; 6 – алевролиты; 7 – жёлто-серые алевролиты; 8 – голубовато-серые доломитизированные известняки; 9 – серые и тёмно-серые строматолитовые известняки; 10 – Pb-Zn рудные тела

Fig. 4. Position of ore-bearing levels in the Wunbye Formation [7]:

1 – limonitized limestones; 2 – gray dolomitized limestones; 3 – gray and dark gray limestones; 4 – light-yellow dolomitic limestones; 5 – yellowish brown dolomitized limestones; 6 – siltstones; 7 – yellow-gray siltstones; 8 – bluish gray dolomitized limestones; 9 – gray and dark gray stromatolitic limestones; 10 – Pb-Zn ore bodies

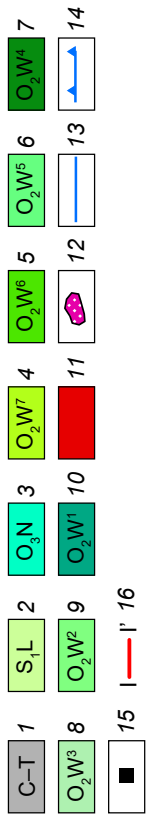
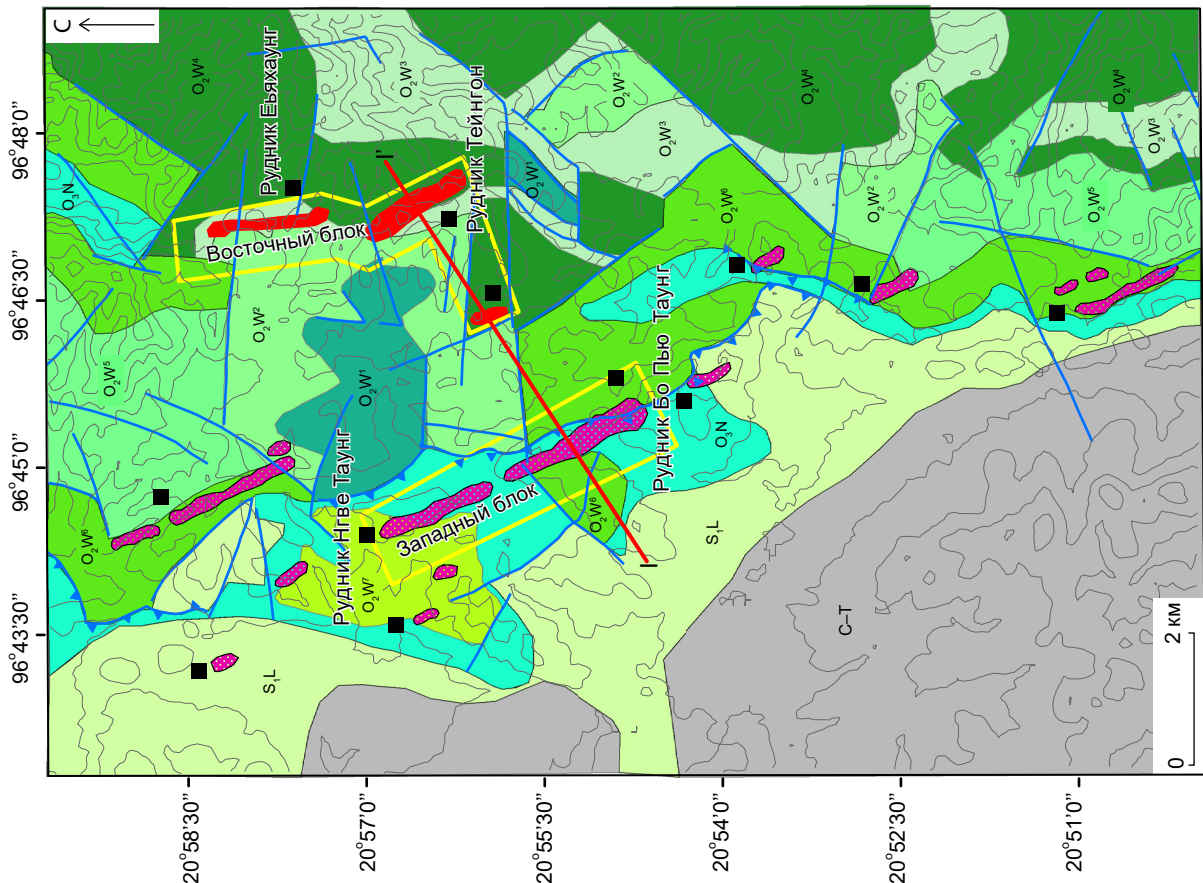


Рис. 5. Геологическая карта месторождения Боусайнг [7]:

1 – Известняковое плато, сложенное доломитами и известняками от каменноугольного до триасового возраста (C–T); 2 – формация Линве, нижний силур (S₁L) (известняки, аргиллиты, сланцы); 3 – формация Нан-Он, верхний ордовик (O₃N) (алевролиты, аргиллиты, глинистые известняки); 4–10 – пачки рудоносной формации Вунбей нижне- и средне-ордовикского возраста (O₁–O₂): 4 – желтовато-красные окисленные известняки (O₂W¹), 5 – известняки и доломитизированные известняки (O₂W²), 6 – известняки и доломитизированные известняки (O₂W³), 7 – известняки и доломитизированные известняки с прослоями жёлтых алевролитов (O₂W⁴), 8 – алевролиты (O₂W⁵), 9 – доломитизированные известняки (O₂W⁶), 10 – строматолитовые известняки с примесью доломитов (O₂W⁷); 11 – первично-сульфидные Pb–Zn–Ag руды; 12 – окисленные карбонатные руды; 13 – сдвиги и разломы неясной кинематики; 14 – взбросы и надвиги; 15 – рудники; 16 – линия профиля

Fig. 5. Geological map of Bawsaing deposit [7]:

1 – Limestone Plateau composed of dolomite and limestone from Carboniferous to Triassic (C–T); 2 – Linwe Formation, Lower Silurian (S₁L) (limestone, mudstone, and shale); 3 – Nan-On Formation, Upper Ordovician (O₃N) (yellow siltstone, mudstone, and clayey limestone); 4–10 – members of the ore-bearing Wunbye Formation, Lower and Middle Ordovician (O₁–O₂): 4 – yellowish red oxidized limestone (O₂W¹), 5 – limestones and dolomitized limestones (O₂W²), 6 – limestones and dolomitized limestones with intercalated yellowish siltstones (O₂W³), 7 – siltstones (O₂W⁴), 8 – dolomitized limestones (O₂W⁵), 9 – stromatolitic limestones with sporadic dolomite (O₂W⁶), 10 – Pb–Zn–Ag primary sulfide ores; 11 – oxidized carbonate ores; 12 – strike-slip faults and faults of unclear kinematic; 13 – thrust and reverse faults; 14 – mines; 16 – line of cross-section



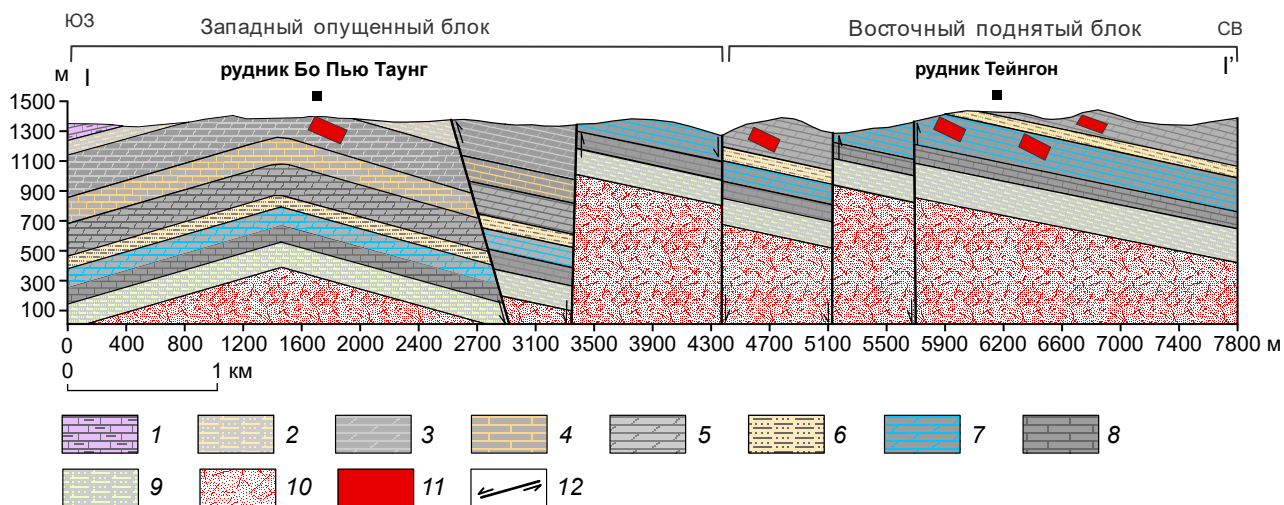


Рис. 6. Геологический профиль месторождения Боусайнг:

1 – формация Линве (известняки, аргиллиты, сланцы) (S_1L); 2 – формация Нан-Он (алевролиты, аргиллиты, глинистые известняки) (O_3N); 3–8 – пачки рудоносной формации Вунбей (O_1-O_2): 3 – доломитизированные известняки (O_2W^6), 4 – серые доломитистые известняки (O_2W^5), 5 – известняки и доломитизированные известняки с прослоями алевролитов (O_2W^4), 6 – алевролиты (O_2W^3), 7 – доломитизированные известняки (O_2W^2), 8 – строматолитовые известняки с примесью доломитов (O_2W^1); 9 – формация Лок-Пьин (алевролиты) (O_1L); 10 – группа Молохейн (красновато-коричневые песчаники с прослоями известняков, доломитов и фиолетово-белых кварцитов) (C_3); 11 – рудные тела; 12 – разломы

Fig. 6. Geological profile of the Bawsaing deposit:

1 – Linwe Formation (limestones, mudstones, and shales) (S_1L); 2 – Nan-On Formation (siltstones, mudstones, and clayey limestones) (O_3N); 3–8 – members of the ore-bearing Wunbye Formation (O_1-O_2): 3 – dolomitized limestones (O_2W^6), 4 – gray dolomitic limestones (O_2W^5), 5 – limestones, dolomitized limestones with siltstone interlayers (O_2W^4), 6 – siltstones (O_2W^3), 7 – dolomitized limestones (O_2W^2), 8 – stromatolitic limestones with sporadic dolomite (O_2W^1); 9 – Lokeyin Formation (siltstones) (O_1L); 10 – Molohein Group (reddish-brown sandstones with interlayers of limestones and dolomites and violet-white quartzites) (C_3); 11 – ore bodies; 12 – faults

Руды состоят главным образом из первичного галенита и практически не окислены, что следует связать с условиями умеренного гумидного климата горной страны. Рудоносная пачка большей части блока перекрыта алевролитами и глинами третьей пачки формации Вунбей. Кроме галенита руды сложены сопутствующими сфалеритом, тетраэдрит-теннантитом, дигенитом, пиритом, халькопиритом и баритом. Жильными минералами являются кальцит, доломит и кварц. На глубине 180 м возрастает количество сфалерита. Руды имеют массивные, жильные, прожилковые, вкрапленные и брекчиевые текстуры. Основные запасы представлены прожилково-вкрапленными рудами, которые слагают линейные линзовидные залежи, пересекающие напластование под острыми углами.

В Западном блоке с начала 1950-х годов добывается неглубоко залегающая церусситовая руда. Местными жителями было вырыто несколько тысяч ям (глубиной 10–30 м) и коротких штолен, добыто 20 000–30 000 т кускового церуссита со средним содержанием свинца около 35 % [8]. Здесь руда находится в латеритной глине и зонах древнего карста (рудники Бо Пью Таунг – Нгве Таунг). Гипергенными рудными минералами являются церрусит, англезит, ковеллин, малахит и азурит. Текстуры руд рыхлые, массивные, вкрапленные и прожилковые.

В Западном блоке свинцово-карбонатные рудные залежи залегают в двух линейных параллельных зонах северо-западного простирания. Основная зона имеет мощность 40 м, ширину 50–100 м и длину около 5 км и

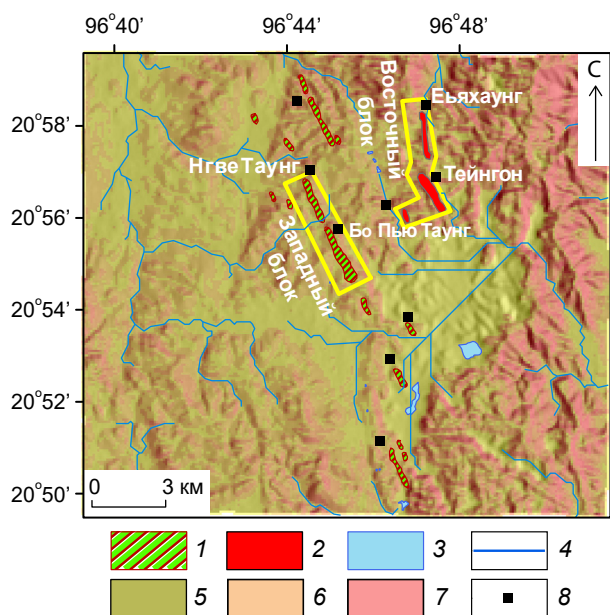
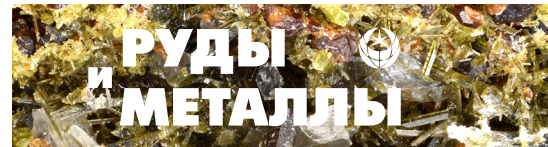


Рис. 7. Схема расположения рудных тел месторождения Боусайнг на цифровой модели рельефа:

1 – руды зоны окисления; 2 – первично-сульфидные руды; 3 – озёра; 4 – реки; горы: 5 – низкие, 6 – средние, 7 – высокие; 8 – рудники

Fig. 7. Distribution of ore bodies of the Bawsaing deposit on the digital relief model:

1 – ores in the oxidation zone; 2 – primary sulfide ores; 3 – lakes; 4 – rivers; mountains: 5 – low, 6 – medium, 7 – high; 8 – mines

расположена вдоль осевой зоны замка антиклинали Бо Пью Таунг – Нгве Таунг. Зона гипергенеза превышает 50 м, а свинцово-карбонатные руды залегают на глубине 10–40 м. Церуссит и другие вторичные минералы залегают в латеритных продуктах выветривания. На глубине ниже 31 м руда состоит из смешанных свинцово-карбонатных руд и высокоокисленных свинцово-сульфидных руд, на глубине 62 м прожилки галенита частично замещены церусситом.

Церуссит – основной минерал окисленной свинцовой руды, встречается совместно с незначительными количествами англезита и гидроксидов железа. Свинцово-карбонатные прожилки группируются в виде параллельных серий с простиранием С-Ю и З-В шириной от 0,6 до 1,2 м. Мощность рудных прожилков варьирует от 3 до 21 см.

Известно, что сульфидные руды наиболее интенсивно окисляются в условиях тропического климата, менее интенсивно – в умеренном и очень слабо – в сухих пустынных и высокогорных полярных регионах [1]. Район Боусайнг расположен в тропическом климате [3]. Соответственно, сульфидные руды и вмещающие породы превратились в латериты красного и жёлто-коричневого цвета, состоящие из глинистых минералов, лимонита, кварца и вторичных рудных минералов.

Важным фактором распространения окисных руд является рельеф. В условиях сглаженного рельефа окисление происходит более масштабно, чем при резко расчленённом рельефе [1]. Район месторождения характеризуется карстовым рельефом с простыми и сложными впадинами, а также округлыми и удлинёнными холмами общей высотой от 1350 до 1480 м. Рельеф Западного опущенного блока сглаженный, в то время как в Восточном поднятом блоке резко расчленённый. Далее на запад преобладают понижения в рельефе и аллювиальные долины (рис. 7).

Формирование богатой церусситом зоны окисления является прямым следствием комплекса благоприятных геологических и климатических условий. Молодые меридиональные сбросы создали структурную ловушку с Западным опущенным блоком, занявшим промежуточное положение, что предопределило интенсивный дренаж и проработку сульфидных руд окислительными грунтовыми водами. Влажный тропический климат и карстовый рельеф с хорошим дренажом обеспечили постоянный приток кислорода и поверхностных вод, необходимых для активного окисления сульфидов [1]. Карбонатный состав вмещающих пород формации Вунбей сыграл решающую роль, обеспечив нейтрализацию кислых растворов и способствуя длительному и массовому осаждению церуссита. Различная геохимическая подвижность свинца и цинка в зоне гипергенеза привела к их чёткому разделению: свинец концентрируется в виде церуссита, а относительно растворимый цинк выносится из зоны окисления, что обусловило отсутствие цинково-карбонатных руд [1].



Однако, ниже распространения церусситовых руд можно предполагать присутствие вторичных смитсонитовых руд, поскольку в рудовмещающей пачке известняков должен действовать карбонатный геохимический барьер осаждения цинка.

Закключение

Впервые в отечественной литературе приведена геологическая характеристика крупного месторождения сереброносных цинково-свинцовых руд Боусайнг в Республике Союз Мьянма. Показана локализация протяжённых многокилометровых линзовидных в сечении стратойдных рудных залежей с мощностями десятки метров и шириной в несколько сотен метров в трёх пачках ниже-среднеордовик-

ской формации карбонатных пород, разделённых безрудными интервалами. Отмечено присутствие первичных массивных и прожилково-вкрапленных руд, сложенных галенитом, сфалеритом, пиритом, баритом и, в меньшей мере, сульфосолями. Указана связь прожилково-вкрапленных руд с тектоническими брекчиями и трещинами.

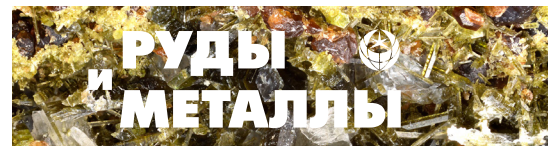
На месторождении отчётливо разделены рудные залежи первичных сульфидных и окисленных карбонатных руд. Это отразилось в позиции рудных тел на элементах цифровой модели рельефа. Раздельное положение первичных сульфидных и вторичных карбонатных руд обусловлено блоковыми неотектоническими движениями и разными региональными и высотными климатическими условиями.

Список литературы

1. Григорьев В. М., Оникиенко Л. Д., Яковлев П. Д. Лабораторный практикум по геологии полезных ископаемых. – М.: Недра, 1992. – С. 99–105.
2. Aye Aye Han. Sedimentology and structural geology of the area between Yatsawk and Bawsaing : Ph.D dissertation. – Department of Geology, University of Yangon, Myanmar, 2008. – P. 14–20.
3. Baw Hseng. Weather In October 2020, weather and climate [Электронный ресурс]. – URL: <https://weatherandclimate.com/myanmar/shan/baw-hseng> (дата обращения 30.04.2026).
4. Khin Zaw, Aung Pwa and Thet Aung Zan. Pb-Zn mineralization at Theingon mine, Bawsaing deposit, Southern Shan State, Burma: a Mississippi Valley-type deposit? // Bulletin of the Geological Society of Malaysia. – 1984. – V. 17. – P. 283–306.
5. Maung Thein. A Preliminary Synthesis of the Geological Evolution of Burma with Reference to the Tectonic Development of Southeast Asia // Bulletin of the Geological Society of Malaysia. – 1973. – V. 6. – P. 87–116.
6. Myint Lwin Thein. The lower Paleozoic stratigraphy of western part of the Southern Shan State, Burma // Bulletin of the Geological Society of Malaysia. – 1973. – V. 6. – P. 143–163.
7. Ohn Myint. Detailed Stratigraphic and Structural Analysis of Lithostratigraphic Units in Relationship to Mineralization at Bawsaing Area, Southern Shan State : M.Sc Thesis. – Arts and Science University, Rangoon, Myanmar, 1980. – P. 9–41.
8. Than Htun, Aung Kyin and Khin Zaw. Chapter 27. Lead-Zinc-Silver deposits of Myanmar // Geological Society, London, Memoirs. – 2017. – V. 48(1). – P. 589–623.

References

1. Grigor'yev V. M., Onikiyenko L. D., Yakovlev P. D. Laboratornyy praktikum po geologii poleznykh iskopayemykh [Laboratory practical training on the geology of minerals], Moscow, Nedra Publ., 1992, pp. 99–105.
2. Aye Aye Han. Sedimentology and structural geology of the area between Yatsawk and Bawsaing, Ph.D dissertation, Department of Geology, University of Yangon, Myanmar, 2008, pp. 14–20.
3. Baw Hseng. Weather In October 2020, weather and climate, URL: <https://weatherandclimate.com/myanmar/shan/baw-hseng> (date of access: April 30, 2026).
4. Khin Zaw, Aung Pwa and Thet Aung Zan. Pb-Zn mineralization at Theingon mine, Bawsaing deposit, Southern Shan State, Burma: a Mississippi Valley-type deposit?, *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 1984, Vol. 17, pp. 283–306.
5. Maung Thein. A Preliminary Synthesis of the Geological Evolution of Burma with Reference to the Tectonic Development of Southeast Asia, *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 1973, Vol. 6, pp. 87–116.



6. Myint Lwin Thein. The lower Paleozoic stratigraphy of western part of the Southern Shan State, Burma, *Bulletin of the Geological Society of Malaysia*, 1973, Vol. 6, pp. 143–163.
7. Ohn Myint. Detailed Stratigraphic and Structural Analysis of Lithostratigraphic Units in Relationship to Mineralization at Bawsaing Area, Southern Shan State, M.Sc Thesis, Arts and Science University, Rangon, Myanmar. pp. 9–41.
8. Than Htun, Aung Kyin and Khin Zaw. Chapter 27. Lead-Zinc-Silver deposits of Myanmar. *Geological Society, London, Memoirs*, 2017, Vol. 48(1), pp. 589–623.

Аунг Чит Сан (achitsan97@gmail.com)
аспирант

Игнатов Пётр Алексеевич
доктор геолого-минералогических наук, заведующий кафедрой
ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет
им. Серго Орджоникидзе» (МГРИ), г. Москва, Россия

Aung Chit San (achitsan97@gmail.com)
postgraduate

Piotr Alekseevich Ignatov
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department
Sergo Ordzhonikidze Russian State University for Geological Prospecting, Moscow, Russia

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411 (571.51)

**Золотосульфидное месторождение Попутнинское
(Енисейский край)****Козлов Н. Н.¹, Волков А. В.², Мурашов К. Ю.²**¹ ООО «УК Полюс», г. Москва, Россия;² ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия

Аннотация. Попутнинское – ведущее по запасам золотосульфидное месторождение на юге Енисейского края. Оно контролируется Мамонско-Рыбинским разломом и приурочено к осевой части Рыбинской горст-антиклинали в ассоциации с метавулканическими породами. Руды локализованы в тальк-карбонат-хлоритовых сланцах – продуктах метаморфизма метапикробазальт-базальтовой ассоциации. Оруденение связано с зонами метасоматитов и прожилкового окварцевания; рудные тела – линзовидно-ленточные залежи дробления и рассланцевания. Золото распределено неравномерно, развита кора выветривания мощностью 10–60 м. Первичные руды содержат 3,4–11,2 % сульфидов и подразделяются на два геохимических типа: Au-As (в долеритах и углеродистых сланцах) и Au-As-Sb-Cr-Ni-Co (вдоль контакта с основными метавулканическими породами). Самородное золото мелкое, высокопробное, 40–60 % его ассоциировано с сульфидами. Результаты работы могут быть использованы при металлогенических прогнозах и поисках новых объектов на Енисейском крае.

Ключевые слова: Енисейский край, Раздолинский рудный узел, Попутнинское месторождение, прожилково-вкрапленные руды, сульфиды, самородное золото, геолого-генетическая модель.

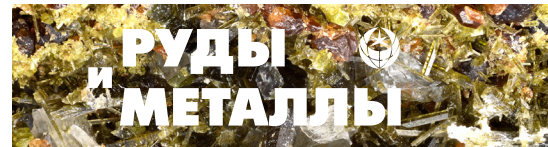
Для цитирования: Козлов Н. Н., Волков А. В., Мурашов К. Ю. Золотосульфидное месторождение Попутнинское (Енисейский край). Руды и металлы. 2026. № 2. С. 52–69. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10009.

The Poputninskoe gold-sulfide deposit, Yenisei Ridge**Kozlov N. N.¹, Volkov A. V.², Murashov K. Yu.²**¹ Polyus Management Company LLC, Moscow, Russia;² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) of the RAS, Moscow, Russia

Annotation. The Poputninskoe gold-sulfide deposit is the largest one in terms of mineral reserves in the southern Yenisei Ridge. The deposit is controlled by the Mamonsko-Rybinsky fault and confined to the axial part of the Rybinsky horst-anticline, in association with metavolcanic rocks. The ores are hosted by talc-carbonate-chlorite schists that represent products of metamorphism of the metapicrobasalt-basalt association. The mineralization is related to zones of metasomatites and veinlet silicification; the ore bodies are lenticular-ribbon-shaped zones of crushing and schistosity. Gold is irregularly distributed; a weathering crust of up to 10–60 m thick is developed. The primary ores contain 3.4–11.2 % sulfides and are subdivided into two geochemical types: Au-As (in dolerites and carbonaceous schists) and Au-As-Sb-Cr-Ni-Co (along the basic metavolcanics contact). Native gold is fine-grained, high-fineness; 40–60 % of the gold is associated with sulfides. The results can be used in metallogenic forecasting and prospecting for new gold deposits in the Yenisei Ridge.

Keywords: Yenisei Ridge, Razdolinsky ore cluster, Poputninskoe gold deposit, veinlet-disseminated ores, sulfides, native gold, geological-genetic model.

For citation: Kozlov N. N., Volkov A. V., Murashov K. Yu. The Poputninskoe gold-sulfide deposit, Yenisei Ridge. Rudy i metally (Ores and metals). 2026. No. 2. pp. 52–69. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10009.



Введение

Месторождение Попутнинское расположено в Мотыгинском районе Красноярского края, в южной части Енисейского края (рис. 1, врезка). Геологическое изучение района началось в 40-х годах XIX столетия. Рудное золото на площади будущего Попутнинского месторождения впервые выявлено в 1886 г. в плотике разреза Козьмо-Демьяновского прииска (Хилковская жила). Золотокварцевая жила имела мощность 1,4 м и среднее содержание золота 51 г/т [11]. Эксплуатационные работы велись в течение шести лет, за весь период было добыто чуть больше 200 кг рудного золота.

В «Геологическом обзоре золотоносных районов Сибири» В. А. Обручев сообщает: «Но хотя открытие Хилковской жилы надѣлало много шума въ тайгѣ... никто не пожелалъ затрачивать даже и малые средства на развѣдку занятыхъ подѣ рудное золото площадей, такъ какъ сложилось убѣжденіе, что мѣстныя золотоносныя жилы съ углубленіемъ быстро становятся бѣдными и тонкими и разработки не окупаютъ» [9].

Геологическое изучение района месторождения с перерывами продолжалось с 1957 г. по настоящее время. В 2005 году компания «Полюс» приобрела лицензию на геологическое изучение, разведку и добычу рудного золота в пределах Раздолинского рудного узла, включающего Попутнинское месторождение. В результате нескольких этапов разведочных работ, проведенных в период 2005–2017 гг. на месторождении Попутнинское, получен шестикратный прирост запасов. Утвержденные балансовые запасы золота месторождения составляют 78 тонн [13]. Кроме того, в контуре лицензионной площади проведена оценка еще трех месторождений (Змеиное, Светлое, Антониновское), а также показаны высокие перспективы выявления промышленных объектов на флангах Попутнинского рудного поля.

Следует отметить, что результаты изучения Южно-Енисейского рудного района, Раздолинского рудного узла и Попутнинского месторождения представлены в опубликованной литературе явно недостаточно, особенно по сравнению с Северо-Енисейским золото-

рудным районом. Вместе с тем геологическое строение Южно-Енисейского района и его металлогения вызывают значительный интерес, так как в этом районе широко развиты метаморфизованные вулканогенно-осадочные рифейские толщи, вмещающие наряду с интрузивными телами силлы и дайки ультрабазитов и базитов, что позволяет предположить наличие зеленокаменного пояса и присущих последнему типов золотой минерализации [15].

В настоящей работе проанализированы опубликованные статьи и доступные фондовые материалы по геологии и золотоносности Раздолинского рудного узла и месторождения Попутнинское. Кроме того, в статье рассмотрены результаты изучения минералогии и геохимии руд, выполненного в ИГЕМ РАН. Полученные результаты могут быть использованы для уточнения геолого-генетической и прогнозно-поисковой модели месторождений золота в Южно-Енисейском рудном районе.

Положение в региональных структурах

В современных представлениях большинства исследователей Енисейский край рассматривается в качестве аккреционно-коллизийной структуры юго-западного складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 1, врезка). Строение края интерпретируется в рамках двух концепций: террейнов и суперконтинентальных циклов [6].

В западной части Енисейского края, согласно предшествующим исследованиям [10, 12], блоки, сложенные вулканическими комплексами, представляют собой фрагмент островодужной системы, а с востока – область окраинного моря, которая в нижнем–среднем рифее развивалась в режиме пассивной континентальной окраины, а в среднем–позднем рифее – в режиме задугового бассейна.

Подавляющее число золоторудных месторождений Енисейского края локализуется в терригенно-вулканогенных отложениях нижних и средних горизонтов сухопитской серии на уровне кординской, горбилокской и удерейской свит. Рифтогенез в раннем мезопротерозое неразрывно связан с влиянием системы Татарского и Ишимбинского глубинных

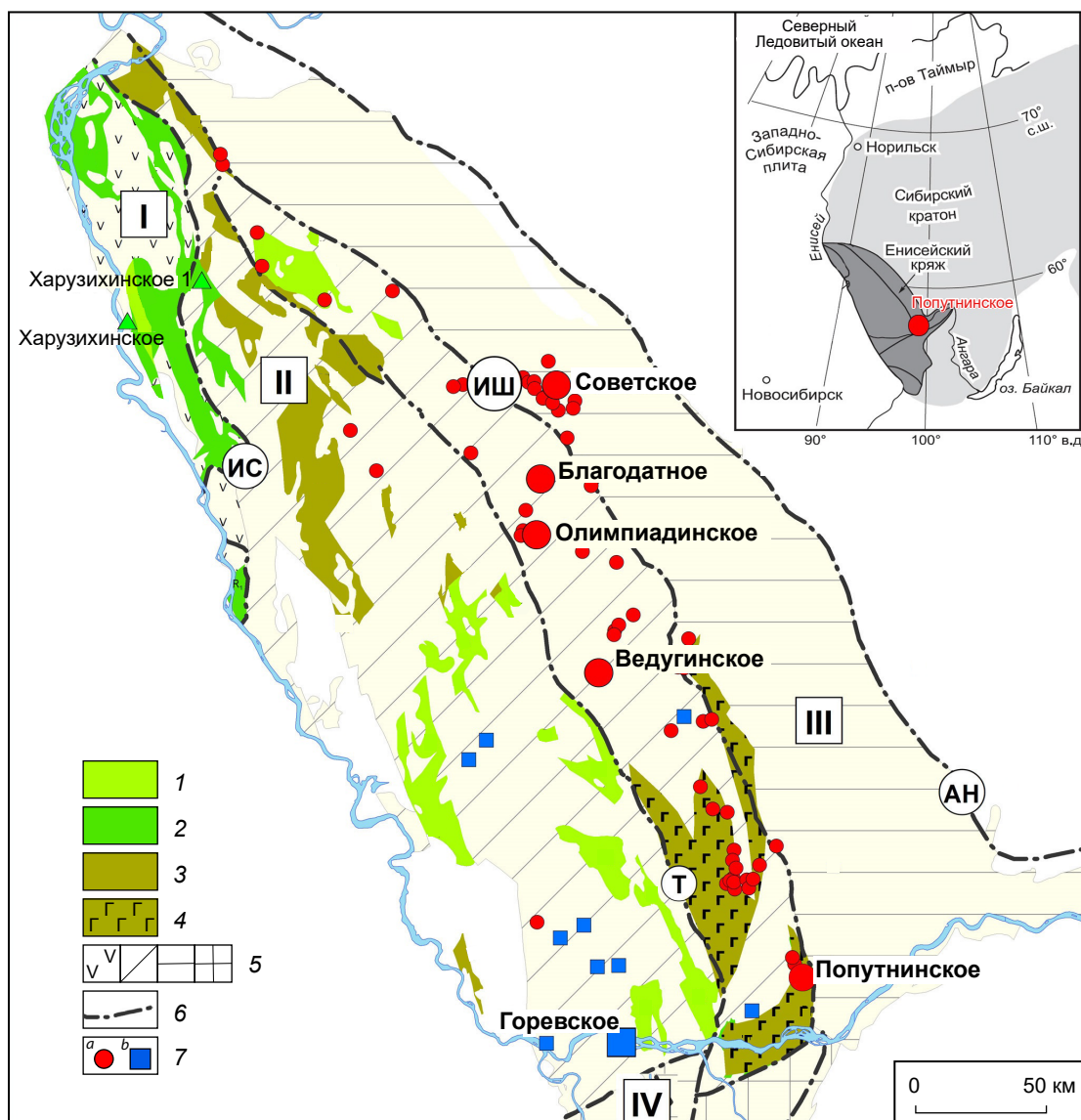
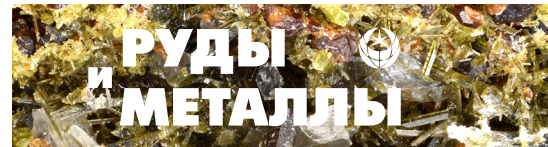


Рис. 1. Вулканогенные формации Енисейского кряжа и размещение золоторудных и полиметаллических месторождений (по [8] с изменениями):

1–4 – вулканогенные формации: 1 – поздний рифей (сурнихинская свита), 2 – ранний рифей (фирсовская, торжихинская, киселихинская, отравихинская свиты), 3 – ранний протерозой (печенгинская свита), 4 – Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс (рыбинская и панимбинская толщи); 5 – террейны: I – Исаковский, II – Центрально-Ангарский, III – Восточно-Ангарский, IV – Ангаро-Канский; 6 – разломы: ИС – Исаковский, Т – Татарский, ИШ – Ишимбинский, АН – Анкиновский; 7 – месторождения: а – золоторудные, б – свинцово-цинковые

Fig. 1. Volcanogenic formations of the Yenisei Ridge and distribution of gold and polymetallic deposits (modified after [8]):

Volcanogenic formations: 1 – Late Riphean (Surnikha Formation), 2 – Early Riphean (Firsovskaya, Torzhikhinskaya, Kiselikhka, and Otravikhka formations), 3 – Early Proterozoic (Pechenginskaya Formation), 4 – Rybinsky-Panimbinsky volcanic belt (Rybinsky and Panimbinsky sequences); 5 – terranes: I – Isakovskiy, II – Central Angarsky, III – Eastern Angarsky, IV – Angara-Kansky; 6 – faults: ИС – Isakovskiy, Т – Tatarsky, ИШ – Ishimbinsky, АН – Ankinovskiy; 7 – deposits: а – gold, б – lead-zinc



разломов. Глубоководные отложения нижних и средних горизонтов сухопитской серии имеют повышенную фоновую золотоносность, что определяет металлогеническую специфику Енисейского кряжа [8].

В основании рифейского бассейна располагался гетерогенный фундамент, образованный блоками архей-нижнепротерозойских, преимущественно гранитогнейсовых, образований и раннепротерозойских толщ карбонатно-вулканогенно-терригенной и карбонатно-терригенной формаций, формировавшихся в рифтогенных условиях (тейская серия).

Енисейский кряж представляет собой складчато-надвиговый пояс преимущественно СЗ простирания, расположенный в юго-западном обрамлении Сибирской платформы и вытянутый вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км (рис. 1). Это сложное сооружение, включающее в себя Центрально-Ангарский, Восточно-Ангарский, Исаковский, Предивинский и Ангаро-Канский террейны [2, 3].

В центральной части Енисейского кряжа выделяется Рыбинско-Панимбинский вулканический пояс, прослеживающийся на расстоянии около 200–250 км. Выходы пород пикробазальт-базальтовой ассоциации этого древнейшего мезопротерозойского вулканического пояса приурочены к тектоническим зонам Татарско-Ишимбинской системы разломов (рис. 1). К этим зонам, нередко с повышенным фоном (кларком) золота, приурочены месторождения золота, сурьмы и реже колчеданно-полиметаллических руд [8].

Высокая магнезиальность пикробазальтов постоянно сопровождается повышенными концентрациями Cr, Co и Ni [8]. С северо-востока к этой толще примыкает интрузивное тело долеритов лендахского комплекса. Пикробазальт-базальтовая ассоциация Рыбинско-Панимбинского пояса отражает тектономагматические процессы, происходившие в пределах пассивной окраины Сибирского кратона и связанные со стадией активизации рифтинга раннедокембрийской континентальной коры на рубеже раннего и позднего докембрия.

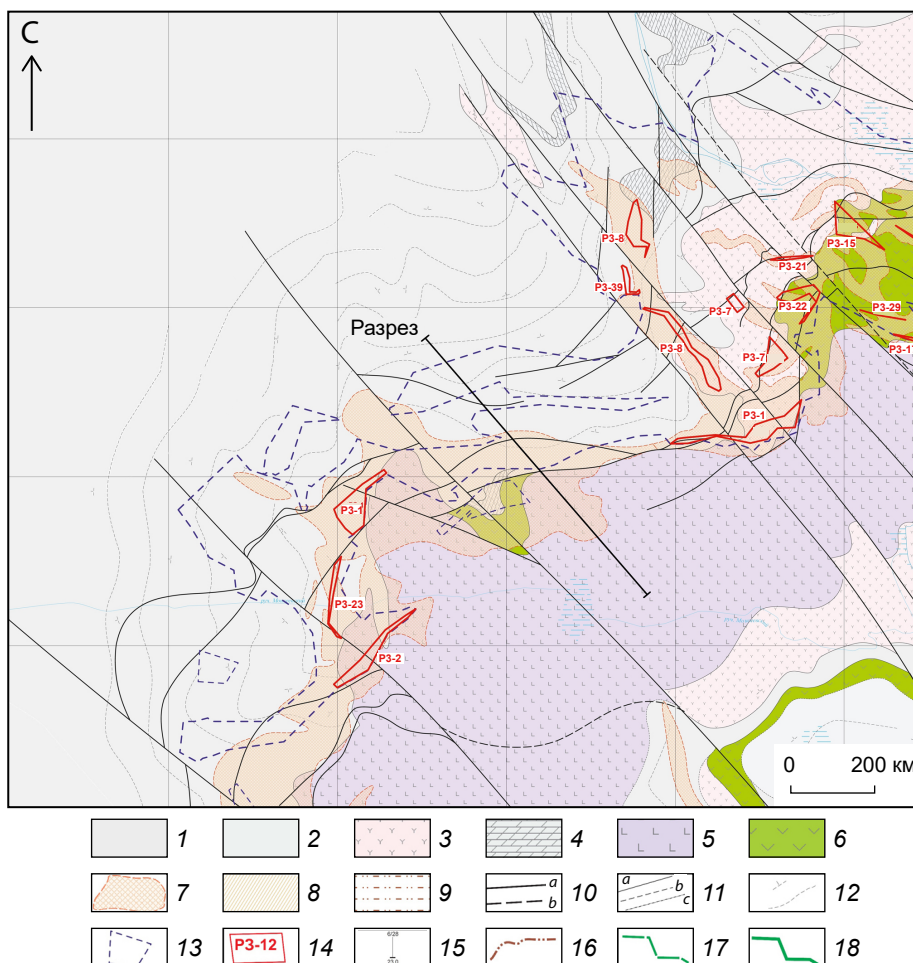
Структурно-тектоническая позиция Попутнинского месторождения определяется его положением в зоне влияния крупного Мамонско-Рыбинского разлома, оперяющего Ишимбинский глубинный разлом, в осевой части Рыбинской горст-антиклинали, в тесной ассоциации с интрузивными телами метаультрабазитов (рис. 1).

Рудовмещающие тальк-карбонат-хлоритовые сланцы представляют собой продукты метаморфизма метапикробазальт-базальтов – преимущественно высокомагнезиальных пород Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса (рис. 1). Эти породы представлены лавами, туфолавами, туфами и туфобрекчиями пикробазальтового, базальтового и изредка пикритового состава, среди которых развиты горизонты углеродистых сланцев. Породы метаморфизованы до зеленосланцевой (редко до эпидот-амфиболитовой) фации, включают гидротермально-изменённые зоны рассланцевания и дробления, местами насыщенные прожилково-вкрапленными сульфидами.

Геолого-структурные особенности месторождения

В геологическом строении Попутнинского месторождения принимают участие метаморфизованные отложения панимбинской толщи нижнего рифея, а именно углеродистые сланцы и туфосланцы с телами метавулкаников ультраосновного и основного состава – апоультрабазитовых сланцев и долеритов (рис. 2). Вмещающие породы метаморфизованы в хлоритовой субфации зеленосланцевой фации и в различной степени катаклазированы, милонитизированы и будинированы.

Выделяются следующие основные литологические типы вмещающих пород: сланцы переменного состава (*метаалевролиты, метаалевропелиты и метапелиты, филлитовидные сланцы и филлиты*, в разной степени углеродистые); метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы (*туфосланцы, метатуффиты и метатуфы*, в разной степени углеродистые) и метавулканики ультраосновного состава (метаультрабазиты) –



хлорит-амфиболовые, тремолитовые и хлорит-талк-карбонатные апоультрабазитовые сланцы. Также наблюдаются на отдельных участках метавулканиды основного состава (метабазиты) – долериты, милонитизированные долериты, аподолеритовые карбонат-хлоритовые сланцы.

Сланцы переменного состава макроскопически представляют собой плотные породы серой, тёмно-серой окраски с неровно-сланцеватым или сланцеватым сколом и шелковистым блеском на плоскостях спайности. Они характеризуются микро- и тонкозернистой структурой, полосчатой, ритмично-полосчатой, иногда плейчатой текстурой. Состав пород преимущественно углеродисто-карбонат-кварц-серицитовый. Текстура сланцеватая, микро-структура бластоалевритовая, а в карбонатизированных, кливажированных разностях –

порфиробластовая с бластоалевропелитовой основной тканью. Минеральный состав: обломочные зёрна (кварц, полевые шпаты) – 20–45 % с цементом из гидрослюдисто-хлоритового агрегата – 50–60 %; присутствует углеродистое вещество – 1–2 %, сульфиды – ед. з., лейкоксен+рутил – 5 %; отмечается серицит-мусковит, циркон, турмалин, карбонат (до 5 %).

Метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы имеют серую, тёмно-серую, зеленовато-серую, светло-зелёную окраску, сланцеватую, участками полосчатую, будинированную текстуру, обломочную структуру. Под микроскопом текстура неоднородная, сланцеватая, полосчатая (реликтовая слоистая), линзовидно-полосчатая, пятнистая. Микро-структура мелкопсефитовая литокластическая, бластопсаммоалевропелитовая, лепидобластовая, порфиробластовая с бластопелитовой основной



Рис. 2. Геологическая карта месторождения золота Попутнинское:

условные обозначения для рис. 2 и рис. 4: 1 – сланцы кварц-серицитовые, серицит-кварцевые, углерод-содержащие; 2 – сланцы кварц-серицитовые, хлорит-кварц-серицитовые, филлитовидные; 3 – метатUFFы основного состава, литокластические, средне- и крупнообломочные; 4 – доломиты вторичные, массивные и грубополосчатые; 5 – метавулканизиты (сланцы карбонатно-хлоритовые, тальк-содержащие); 6 – метадолериты (массивные породы существенно карбонатно-хлоритового состава); 7 – сульфидсодержащие рудоносные метасоматиты и метасоматически изменённые породы (березиты, листовениты), часто прожилково-окварцованные (зоны рудоносных пород); 8 – элювиально-делювиальные глины и суглинки с щебнем и глыбами подстилающих коренных пород; 9 – суглинки, супеси, дресва и щебень остаточной коры выветривания, карстовые образования; 10 – зоны дизъюнктивных тектонических нарушений: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – геологические границы между породами различного литологического состава: а – установленные, б – предполагаемые, с – между рыхлыми образованиями разного типа; 12 – структурные линии и ориентировочное положение простирания пород; 13 – проекции рудных залежей на дневную поверхность; 14 – контуры рудных залежей и их номера; 15 – скважины колонкового бурения, их номера и глубины (в метрах); 16 – ориентировочное положение границы распространения затронутых выветриванием пород и окисленных руд; 17 – контуры карьера, пройденного для отбора большеобъёмной технологической пробы; 18 – контуры проектного карьера

Fig. 2. Geological map of the Poputninskoe gold deposit:

Legend for figs. 2 and 4: 1 – quartz-sericite and sericite-quartz carbon-bearing schists; 2 – quartz-sericite, chlorite-quartz-sericite, and phyllitic schists; 3 – metatuffs of basic composition, lithoclastic, medium- and coarse-clastic; 4 – secondary dolomites, massive and coarse-banded; 5 – metavulcanites (carbonate-chlorite talc-bearing schists); 6 – metadolerites (massive rocks of essentially carbonate-chlorite composition); 7 – sulfide-bearing ore-bearing metasomatites and metasomatically altered rocks (beresites, listvenites), often with veinlet silicification (zones of ore-bearing rocks); 8 – eluvial-deluvial clays and loams with rubble and boulders of the underlying bedrock; 9 – loams, sandy loams, gruss and rubble of the residual weathering crust; karst formations; 10 – zones of disjunctive tectonic disturbances: (a) established and (b) inferred; 11 – geological boundaries between rocks of different lithological composition: (a) established, (b) inferred, and (c) between different types of unconsolidated formations; 12 – structural lines and approximate strikes of rocks; 13 – projections of ore bodies onto the daylight surface; 14 – outlines of ore bodies and their numbers; 15 – core boreholes, their numbers and depths (in meters); 16 – approximate position of the boundary of weathered rocks and oxidized ores; 17 – outlines of the quarry excavated for bulk technological sampling; 18 – outlines of the designed openpit mine

тканью, бластоалевропелитовая бластопсаммитовая кристаллолитокластическая, гранолепидобластовая. Обломочный материал представлен кристаллокластами кварца (1–15 %) и редко полевого шпата, обломками эффузивов, вероятно, кислого состава (0–40 %), кварцитов (0–15 %), светло-серых, серых, тёмно-серых метапелитов и чёрных углеродистых сланцев (5–7 %). Тонкозернистый, сланцеватый цемент состоит из карбонатизированной кварц-серицитовой, гидрослюдистой массы (до 80 %), хлорита (0–7 %), титанистых минералов (до 1 %). Отмечаются сульфиды (1–3 %), турмалин (0–3 %), единичные зёрна циркона и ильменита.

Метавулканизиты ультраосновного состава (метавулканизиты) – это в различной степени рассланцованные, милонитизированные породы, часто практически утратившие

исходные минеральный состав и структуру. Микроскопически в метатUFFах устанавливается крупноочковая, очково-сланцеватая, линзовидно-полосчатая или сланцевая текстура. Структура бластомилонитовая лепидогетерогранобластовая, реликтовая обломочная. Литокласты (10–90 %) расположены в сланцеватой основной ткани, состоящей из хлорита (хлорито-серпентина), карбоната, кварца. Основная ткань состоит из карбоната (35–65 %), хлорито-серпентина (10–55 %), талька (0–25 %), кварца (1–10 %) с примесью титанистых минералов (2–7 %), сульфидов (до 1 %). Сульфиды отмечаются в тальк-хлоритовой массе в виде редких зёрен пирита (до 1,5 мм) и субидиоморфных – герсдорфита (до 0,05–0,07 мм).

Метавулканизиты основного состава (метабазиты) представлены рассланцованными, милонитизированными изменёнными тёмными

Таблица. Химический состав вмещающих пород и метасоматитов месторождения Попутнинское

Table. Chemical composition of host rocks and metasomatites of the Poputninskoe deposit

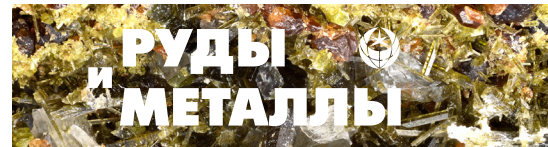
Наименование пород	Содержание в % на высушенное при 105 °С вещество										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Сланцы тальк-карбонат-хлоритовые	35,58	0,33	7,08	9,41	8	0,15	10,64	17,22	0,06	0,02	0,05
Сланцы хлорит-амфиболовые	42,42	0,62	8,5	11,25	8,55	0,16	8,37	20,64	0,06	<0,02	0,03
Сланцы тальк-хлоритовые	41,28	0,66	10,21	12,02	9,69	0,16	6,69	18,89	0,06	0,03	0,05
Сланцы карбонат-хлоритовые	35,56	0,25	9,87	11,58	9,54	0,17	7,99	16,46	0,02	0,07	0,06
Сланцы карбонат-тальк-хлоритовые	40,18	0,19	8,6	11,11	8,92	0,13	4,02	23,17	0,03	<0,02	0,06
Метасоматиты фуксит-серицит-карбонат-кварцевые	76,44	0,12	9,44	2,35	1,36	0,05	2,24	1,57	0,71	1,98	0,03
Метасоматиты фуксит-карбонатные (по метавулканитам)	25,9	0,17	4,85	7,26	4,09	0,2	17,16	13,29	0,08	0,71	0,02
Метасоматиты кварц-серицит-карбонатные	35,58	1,33	13,9	18,98	8,89	0,18	4,57	4,37	0,37	3,24	0,08
Метасоматиты фуксит-кварц-карбонатные	30,42	0,22	4,85	7,47	6,1	0,14	12,21	14,59	0,08	0,66	0,02
Метасоматиты кварц-карбонат-серицитовые	34,7	0,68	10,8	17,64	4,73	0,17	8,32	3,78	0,12	2,5	0,09
Метасоматиты слюдисто-кварц-карбонатные	16,45	0,12	3,25	5,27	3,37	0,26	21,43	16,37	0,07	0,55	0,01

зеленовато-серыми сланцеватыми базальтовыми метапорфиритами (диабазы). Текстура прожилковая, сланцеватая, очково-сланцеватая, тонкополосчатая, трещиноватая, редко массивная. Структура апомикролитовая, бластофитовая, реликтовая микропорфировая с апомикролитовой основной массой, гломеропорфировая с апоинтерсертальной основной массой, бластомилонитовая. Минералогический состав: микропорфировые вкрапленники плагиоклаза – 0–15 %; основная масса: плагиоклаз – 5–40 %, актинолит – 0–55 %, карбонат – 10–50 %, хлорит – 15–45 %, эпидот-цоизит – до 5 %, пирит – до 1 %, пирротин – 0–5 %, лейкоксен и рутил – 2–10 %; отмечается карбонат, кварц, ильменит.

лейкоксен и рутил – 2–10 %; отмечается карбонат, кварц, ильменит.

Информация о химическом составе вмещающих пород и метасоматитов приведена в таблице. Описание гидротермально-местасоматических образований рассматривается далее в соответствующем разделе.

В региональном плане месторождение расположено в осевой части Рыбинской горст-антиклинали – крупной структуры северо-западного простирания. В пределах этой горст-антиклинали в зоне пересечения Мамонско-Рыбинского разлома с второстепенными нарушениями сформировалась локальная



структура более высокого порядка – брахи-антиклиналь (размером $\sim 2 \times 3$ км), которая и является основной рудоконтролирующей структурой месторождения. Залегание пород на её крыльях осложнено кольцевыми взбросо-надвигами, в результате чего получился так называемый сдвоенный разрез: в надрудной части месторождения оказались метапелиты нижнепанамбинской подтолщи и метаизвестняки второй подтолщи, в оруденелой – метатуффиты четвёртой подтолщи, метавулканиды попутнинского комплекса и субвулканические метадолериты исаковского комплекса, а в подрудной – вновь метатуффиты и метапелиты четвёртой подтолщи панамбинской толщи.

Массив пород, слагающих тело рудоносной брахиантиклинали, интенсивно дислоцирован. Наблюдаются как субсогласные тектонические нарушения, приуроченные к области контакта массива метаультрабазитов с метапелитами, преимущественно СВ простирания, так и нарушения СЗ направления, обусловленные проявлением поперечной складчатости. Структура Попутнинского месторождения определяется, таким образом, сочетанием продольных и поперечных пликтивных и дизъюнктивных нарушений и сопровождающих их зон метасоматической проработки. Поперечные складки имеют размах крыльев в несколько сотен метров и трассируются осевыми по отношению к ним дизъюнктивами. Эти дислокации обычно сопровождаются зонами смятия и мелкой складчатости, рассланцевания, милонитизации, брекчирования и будинажа. Последние являются благоприятной средой для развития гидротермально-метасоматических процессов.

Пространственные границы месторождения определяются контурами участков распространения метасоматически изменённых пород и зон прожилкового окварцевания, вмещающих золотосульфидную минерализацию в виде весьма неравномерной вкрапленности. Распределение этих участков, в свою очередь, определяется зонами пликтивных и дизъюнктивных дислокаций. В местах пересечения разнонаправленных структур от-

мечается наибольшая интенсивность метасоматических процессов. Эти участки являются наиболее продуктивными с точки зрения проявления золоторудной минерализации. И напротив, относительно обеднённые участки располагаются там, где роль поперечных дислокаций минимальна, а оруденение связано с субсогласными зонами, трассирующими контакт метавулканидов со сланцевой толщей.

Гидротермально-метасоматические образования

Попутнинское месторождение характеризуется разнообразными гидротермально-метасоматическими изменениями. Здесь имеет место магнезиальный метасоматоз с проявлением на отдельных участках тремолитизации, оталькования, интенсивной карбонатизации (доломит, анкерит) и лиственитизации (окварцевание, фукситизация, карбонатизация), натровый метасоматоз с проявлением на глубоких горизонтах кварц-альбитовых и альбит-карбонатных прожилков и альбитизации плагиоклазов и калиевый метасоматоз с образованием серицит-кварцевых метасоматитов, серицитолитов и различных березитоподобных пород. Вмещают золотосульфидную минерализацию метасоматиты березит-лиственитовой формации [5].

Метасоматиты по метаосадочным породам развиваются по углеродистым сланцам, метапелитам, метаалевропелитам, филлитам и филлитовидным сланцам (рис. 3, а). Выделены следующие разновидности:

- березиты кварц-серицитового (с пиритом 10–20 % и арсенопиритом до 10–15 %), серицитового (серицитолиты) (с пиритом 10–20 %), серицит-карбонатного до карбонат-серицитового состава (с пиритом 5–35 %);
- березитизированные углеродистые сланцы с пиритом 5–10 %;
- кливажированные окварцованные углеродистые сланцы с арсенопиритом до 10–15 %;
- березитоиды по долеритам кварц-карбонат-серицитового, серицит-карбонат-кварцевого состава с пиритом и арсенопиритом.



Листвениты и лиственитизированные метавулканииты образуют значительной мощности ореолы. Среди них выделены лиственитизированные метатуфы пикритов фуксит-кварц-карбонатного состава с пиритом до 10 %, кварц-фуксит-карбонатного (с пиритом до 7 % и арсенопиритом до 1 %), фуксит-кварц-карбонатного (с пиритом до 5–15 % и арсенопиритом до 1–3 %; рис. 3, б) и фуксит-карбонатного состава (с пиритом 1–10 % и арсенопиритом 0–10 %), метасоматиты по туфам кварц-серицит-карбонатного состава с пиритом 3–5 %. Содержание золота в лиственитах непостоянно, местами наблюдаются безрудные метасоматиты. Содержание золота резко возрастает в зонах трещиноватости с анкерит-кварцевыми, анкерит-полевошпатовыми жилами и прожилками, сопровождающимися антимонитовой минерализацией.

Морфология рудных тел

Рудные тела Попутнинского месторождения представляют собой золотосульфидные залежи (минерализованные зоны дробления и рассланцевания) сложной линзовидно-ленточной формы (рис. 2, 4, 5). Их контуры, обусловленные структурно-тектоническими особенностями месторождения, определяются только по результатам опробования. Рудная минерализация полностью локализована в метасоматитах разного состава, распределение которых связано со структурно-тектоническими особенностями месторождения.

В мощных телах рудовмещающих метасоматитов распределение рудных залежей не закономерно: последние располагаются как висячих, так и в лежащих боках этих тел, а также в их центральных частях. Концентрации золота в рудных залежах варьируют в широких пределах: от десятых долей до десятков г/т, а в отдельных пробах и до сотен г/т, что может указывать на наличие рудных столбов. Таким образом, для месторождения характерна разнообразная ориентировка рудных залежей в пространстве.

Всего установлено 46 рудных залежей, однако ~ 80 % запасов месторождения сосредоточено в рудных залежах 1, 7 и 8. Выделяется две группы залежей: первая – северо-восточ-

ного простирания с падением залежей 20–80° на СЗ, вторая – ЮВ направления с субвертикальным падением. Длина по простиранию обычно больше протяжённости по падению в несколько раз и достигает сотен метров.

Мощности рудных залежей меняются в широких пределах (от первых метров до 50 м и более). Размах по вертикали составляет 550–600 м. Распределение золота в контурах рудных залежей неравномерное: обогащённые интервалы чередуются с прослоями «пустых» пород.

Для золотосульфидных руд Попутнинского месторождения Ar-Ar методом был определён возраст формирования главной продуктивной ассоциации, представленной кварц-карбонат-фукситовыми метасоматитами с вкрапленностью сульфидов (арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит) и самородного золота. Полученный возраст серицита и фуксита из этих метасоматитов – 717 ± 6 и 712 ± 6 млн лет [8].

Кора выветривания

На месторождении Попутнинское широко развита кора выветривания. Её глубина различна и зависит как от особенностей состава подстилающих коренных пород, так и от степени их тектонической проработки; в среднем она колеблется в пределах 10–60 м. По рудной залежи 1 кора выветривания достигает 30 м (рис. 4). Наиболее подвержены окислению и аргиллизации карбонатные метасоматиты с сульфидной минерализацией; сульфиды и карбонаты в них, как правило, полностью выщелочены. С образованиями коры выветривания часто совмещены карстовые отложения, которые широко развиты в северной и северо-восточной части месторождения, где они контролируются толщей доломитов и зонами разломов. Здесь проявляются асимметричные карстовые полости, каверны и воронки глубиной до 100–150 м, заполненные песчано-глинистым и глинисто-дресвяно-щебнистым материалом, нередко с обломками субстрата (до глыб 1–3 м в поперечнике). В одной из карстовых воронок, совпадающей с окисленной частью рудной залежи 8, содержание золота достигает 124,1 г/т [5].

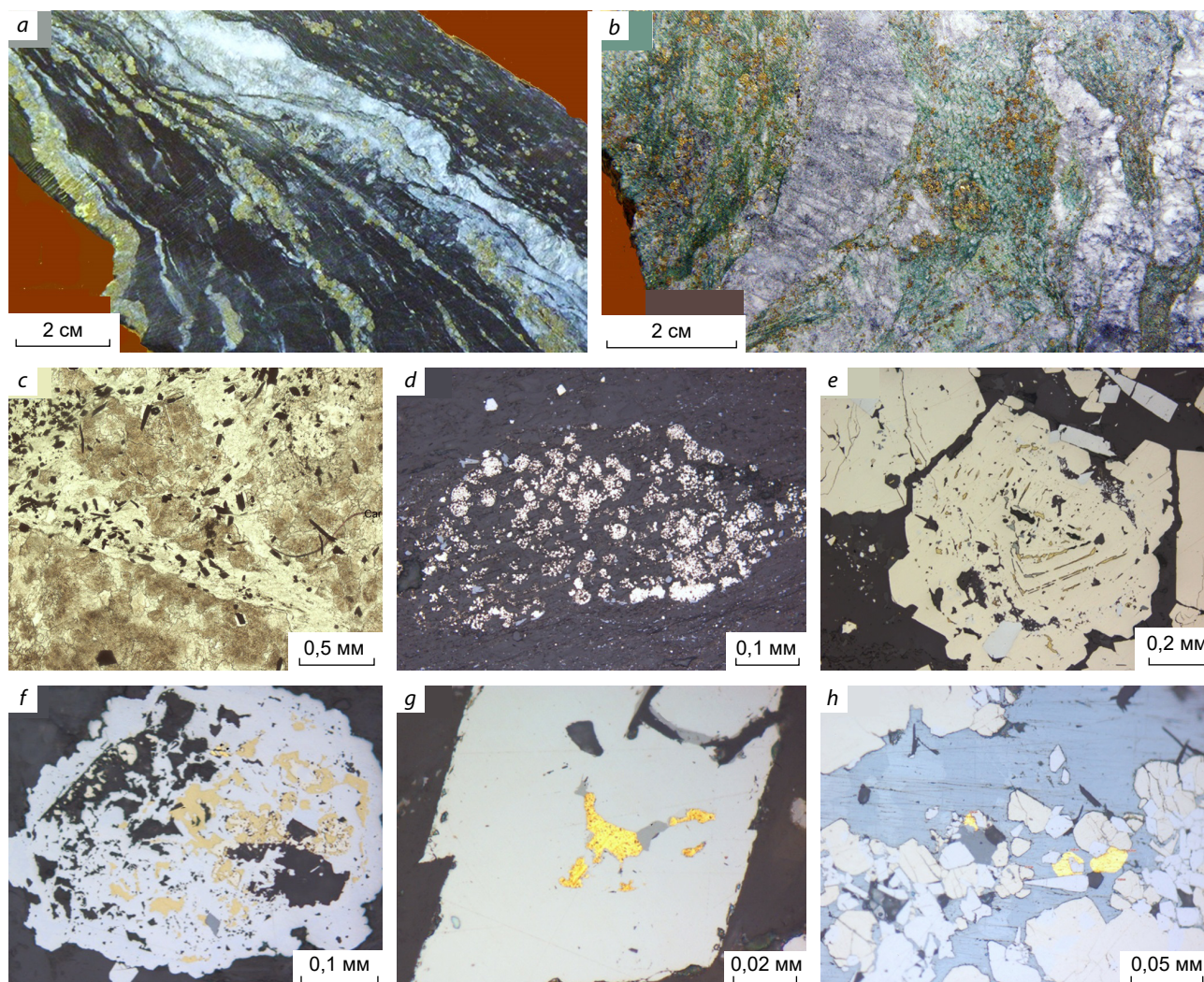


Рис. 3. Текстуры и минералы первичных руд Попутнинского месторождения:

a – филлит углерод-серицитовый турмалинсодержащий, линзовидно-сланцеватый, с многочисленными субсогласными пирит-мусковит-кварц-карбонатными прожилками; *b* – метасоматит карбонат-фукситовый рutil- и турмалинсодержащий (лиственит), пятнисто-сланцеватый, с вкрапленностью пирита (5–10 %, с оторочкой хлорито-серпентина) и антимонитом (до 1 %); *c* – по секущим микротрещинам (дорудной карбонатной жилки) развит серицит-мусковит с обилием арсенопирита; *d* – линза фрамбоидального (раннего) пирита; *e* – зоны роста в пирите; *f* – ксеноморфный агрегат герсдорфита с включениями; *g* – самородное золото в арсенопирите; *h* – самородное золото в антимоните

Fig. 3. The mineral structures and minerals of primary ores of the Poputninskoe deposit:

a – lensoid-schistose tourmaline-bearing carbon-sericite phyllite with numerous sub-concordant pyrite-muscovite-quartz-carbonate veinlets; *b* – spotted-schistose rutile- and tourmaline-bearing carbonate-fuchsite metasomatite (listvenite) with pyrite dissemination (5–10 %, with a chlorite-serpentine rim) and antimonite (up to 1 %); *c* – sericite-muscovite aggregate with abundant arsenopyrite, developed along cross-cutting microcracks in a pre-ore carbonate veinlet; *d* – lens of framboidal (early) pyrite; *e* – growth zones in pyrite; *f* – xenomorphic aggregate of gersdorffite with inclusions; *g* – native gold in arsenopyrite; *h* – native gold in antimonite

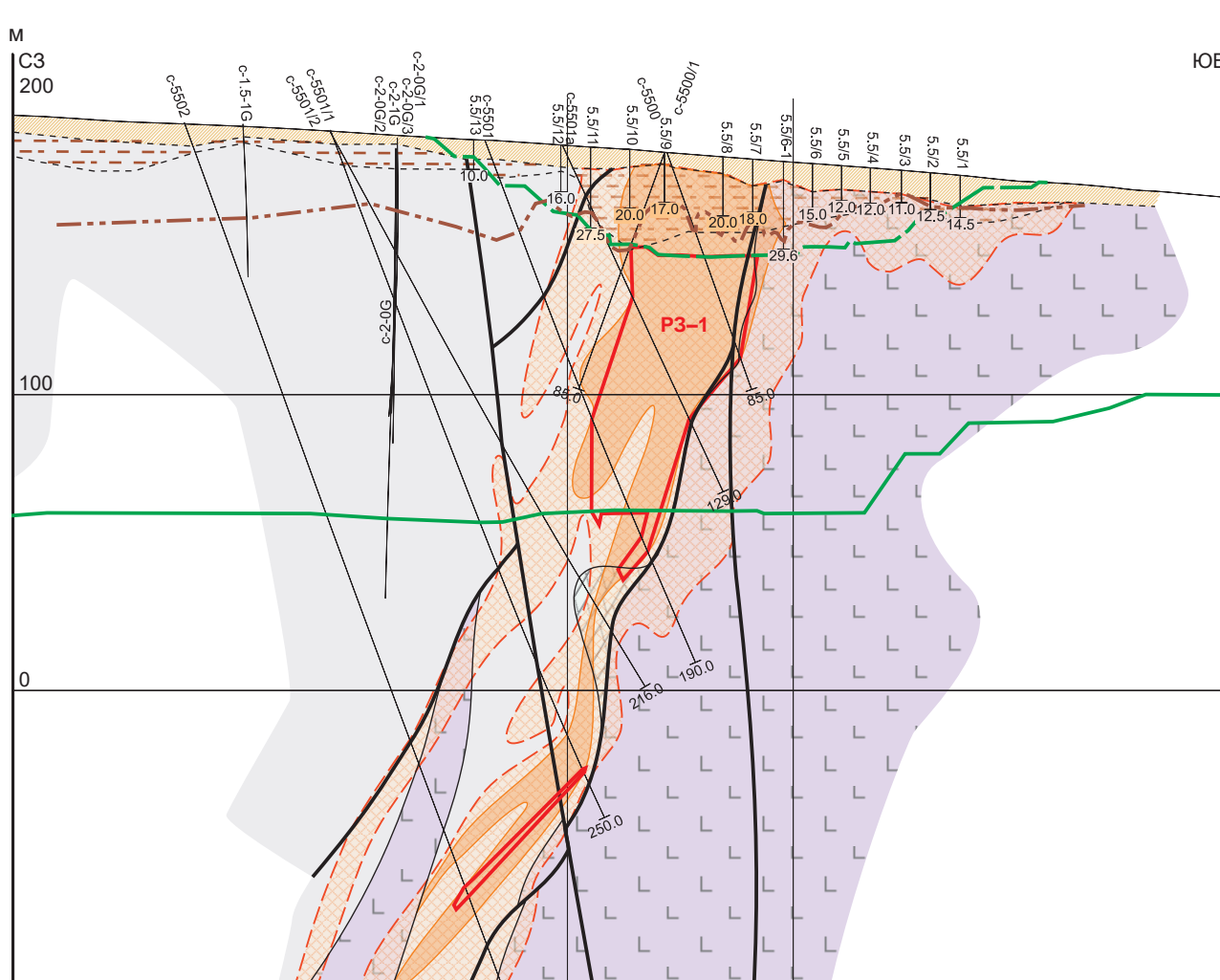


Рис. 4. Геологический разрез рудной залежи № 1 месторождения золота Попутнинское: условные обозначения см. на рис. 2

Fig. 4. Geological cross-section of Ore Body No. 1 of the Poputninskoe gold deposit: for Legend see Fig. 2

В коре выветривания за счёт выщелачивания карбонатов и сульфидов широко развиты гидроокислы железа (гётит, гидрогётит, ярозит при общем содержании железа 9,3–10,1 %), более высоким является содержание золота (в среднем 5 г/т), а также серебра (1–3 г/т). По данным химического анализа, для окисленных руд характерно повышенное содержание кремнезёма 52,74–66,4 %, пониженные более чем в два раза содержания CaO (0,08–2,3 %), очень низкое содержание серы от <0,1–0,46 до 1,43 %; содержание железа общего колеблется в пробах от 8,7 до 10,1 %, Al_2O_3 – 11,3–19,1 %. Основной ценный компонент – золото, попут-

ный – серебро. Из примесей в пробах отмечено незначительное содержание мышьяка (0,07–0,22 %) и сурьмы (0,012–0,1 %). Содержание элементов платиновой группы в пробах на пределе чувствительности.

Минералогические особенности руд

Проведённые исследования показали, что для первичных руд характерны вкрапленные (ориентированно-вкрапленная, гнездовокрапленная, редковкрапленная, мелко-вкрапленная и др.), прожилковые, прожилкововкрапленные, брекчиевые, брекчиевидные, пятнистые и другие текстуры. Наиболее

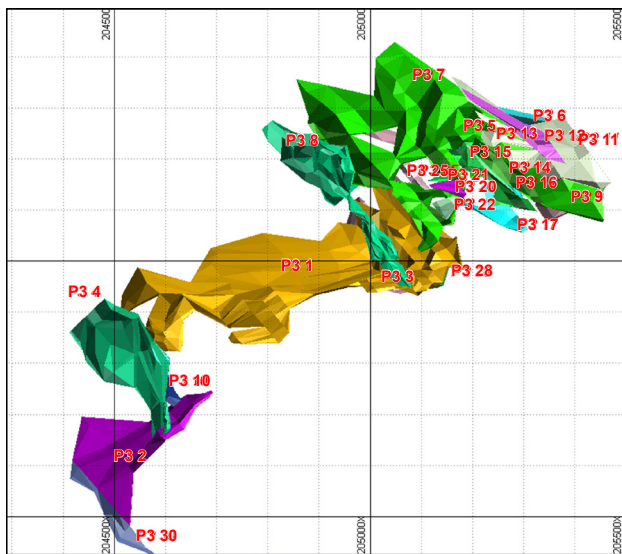


Рис. 5. Морфология рудных залежей (P3) Попутнинского месторождения (3D-модель; по [5], с изменениями)

Fig. 5. Morphology of ore bodies (OB) of the Poputninskoe deposit (3D model), modified after [5]

распространённые структуры рудных минералов: зернистые, метазернистые, структуры дробления, перекристаллизации, распада твёрдого раствора, реликтовые, каёмочные, сетчатые, сферолитовые, микросферолитовые и др. Первичные золотоносные руды содержат сульфиды в количестве от 3,4 до 11,2 %. Наиболее распространённые рудные минералы (в порядке уменьшения их распространённости): пирит, арсенопирит, кобальтин-герсдорфит, блёклая руда, халькопирит, сфалерит, антимонит, пирротин. В рудах выделяется четыре продуктивных минеральных ассоциаций.

Золото-арсенопирит-пиритовая ассоциация – одна из самых продуктивных, распространена в составе метасоматитов, образованных по сланцам. Представлена золотоносными метакристаллами пирита, преимущественно пентагондодекаэдрического габитуса (рис. 3, e). Встречаются также линзы фрамбоидального (раннего) пирита (рис. 3, d). Анализ монофракций пирита из технологических проб показал, что содержание самородного золота в них колеблется от 0,07 до 91,4 г/т при средней концентрации примерно 7 г/т. По данным анализов методом масс-спектрометрии, между содержаниями в

пирите мышьяка и золота можно видеть положительную корреляцию [5].

Главный золотоносный минерал – арсенопирит (рис. 3, c), образующий игольчатые, тонкопризматические и ромбовидные в сечении кристаллы. Кроме этих двух минералов, в состав ассоциации входят второстепенные и редкие: халькопирит, сфалерит, пирротин и самородное золото первой генерации. В технологических пробах количество арсенопирита оценивается в 0,8–1,2 %. Он образует рассеянную или ориентированную вдоль сланцеватости вкрапленность идиоморфных метакристаллов игольчатой или тонкопризматической формы, часто имеющей ромбовидное сечение, постоянно встречается в сростании с пиритом. Часто образует каёмки на зёрнах герсдорфита и сам обрастает герсдорфитом, иногда содержит внутри себя включения ассоциирующих с ним и более поздних минералов: пирита, халькопирита, герсдорфита, блеклой руды, углеродистого материала и самородного золота. По данным изучения отдельных зёрен из технологических проб, среднее содержание золота в арсенопирите составляет 72 г/т, варьируя в пределах 12–1170 г/т [5].

Золото-герсдорфит-блеклорудная – вторая продуктивная ассоциация, распространена главным образом в апоультрабазитовых сланцах, долеритах и метасоматитах по ним. Ведущий минерал в ассоциации – кобальтин-герсдорфит (рис. 3, g), второстепенный – блеклая руда (тетраэдрит). На северо-восточном фланге месторождения эта минеральная ассоциация встречается на небольших глубинах, в центральной части – на различных уровнях. Кобальтин-герсдорфит $(\text{Co}, \text{Ni}, \text{Fe})\text{AsS}$ – минерал, характерный для кварц-фуксит-карбонатных метасоматитов, образованных по метабазитам и метаультрабазитам, – достаточно широко распространён, но больших концентраций не образует. Его содержание в аншлифах не превышает 1–2 % площади. В материале технологических проб содержание минерала не превышает 0,3–0,5 %. Самородное золото в составе герсдорфита имеет, как и в других сульфидах, очень мелкие размеры – от 0,5 до 8,0 мкм – и размещается, как правило, в сростании с включениями

блѣклой руды или в непосредственной близости от неё или от включений халькостибита и бурнонита.

Золото-сульфидно-полиметаллическая ассоциация имеет на месторождении ограниченное распространение и представлена мелкими кварцевыми, карбонатными и кварц-карбонатными прожилками, линзами и гнёздами, содержащими мелкую вкрапленность перекристаллизованного пирита третьей генерации и мелких выделений окружающих его сульфидов: халькопирита, блѣклой руды, сфалерита, бурнонита, ульманнита, галенита, а также самородного золота второй генерации.

Золото-бертьерит-антимонитовая ассоциация встречается в кварц-антимонитовых брекчиях, развитых в Центральной и Западной частях месторождения. Основные минералы – пирит поздней генерации, арсенопирит и антимонит. В небольшом количестве отмечаются бертьерит, джемсонит, буланжерит, халькопирит, сфалерит и самородное золото третьей генерации, редкий минерал – самородная сурьма. Самородное золото в антимоните – гипидиоморфной формы (рис. 3, *h*).

Практически всё самородное золото Попутнинского месторождения относится к разряду мелкого (размеры золотинок 0,001–0,070 мм; рис. 3, *g, h*), при этом достаточно большой процент является тонкодисперсным (выделения менее 0,001 мм). Пробность самородного золота высокая (рис. 5, *a*), в среднем 949 ‰, основная примесь – ртуть (2,37–4,12 ‰), количество меди – незначительно (0,01–0,06 ‰). По данным технологических исследований, в руде в доступной для цианирования форме находится 21,91 ‰ золота. Упорное золото ассоциировано в основном с сульфидными минералами – на 66,86 ‰, с оксидами и карбонатами – на 7,97 ‰, с кварцем – на 3,26 ‰ (рис. 3, *b*).

Выполненные исследования показали, что минералообразование на месторождении – многостадийное. *Дорудная стадия* представлена хлоритизацией, карбонатизацией и окварцеванием вмещающих пород, предшествующих отложению основной массы сульфидов. С ней связана халькопирит-пиритовая мине-

ральная ассоциация во главе с наиболее распространѣнным пиритом ранней генерации (рис. 3, *d*) и незначительным количеством ранних халькопирита, сфалерита и пирротина. *Рудная золото-кварц-сульфидная стадия* включает золото-арсенопирит-пиритовую, золото-герсдорфит-блеклорудную и золото-сульфидно-полиметаллическую. Завершался процесс минералообразования на месторождении самостоятельным *поздним этапом*, с которым связана золото-бертьерит-антимонитовая минеральная ассоциация (рис. 6).

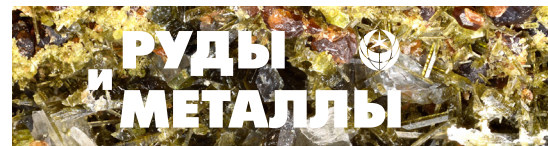
Для первичных руд характерны вкрапленные (ориентированно-вкрапленная, гнездово-вкрапленная, редковкрапленная, мелко-вкрапленная и др.), прожилковые, прожилково-вкрапленные, брекчиевые, брекчиевидные, пятнистые и другие текстуры.

Наиболее распространѣнные структуры рудных минералов: зернистые, метазернистые, структуры дробления, перекристаллизации, распада твѣрдого раствора, реликтовые, каѣмочные, сетчатые, сферолитовые, микросферолитовые.

В технологических пробах, исследованных в последние годы [5], основную массовую долю составляют оксиды кремния (SiO_2) и алюминия (Al_2O_3), содержание которых составляет от 38,30 до 41,00 % и от 4,30 до 5,39 % соответственно. Массовая доля серы общей – от 1,95 до 2,30 ‰, серы сульфидной – от 1,86 до 2,30 ‰. Массовая доля цветных металлов не представляет практического интереса и находится на уровне сотых, тысячных долей. Содержание золота в данных пробах от 2,55 до 4,70 г/т; содержание серебра во всех пробах – менее 1,0 г/т.

Условия рудообразования

Результаты комплексного исследования флюидных включений показали [4], что минералообразование на Попутнинском месторождении происходило с участием флюидов, описываемых системой $\text{CO}_2(\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2)\text{--H}_2\text{O--NaCl--KCl}(\pm\text{MgCl}_2\pm\text{FeCl}_2)$. Флюид рудной стадии захватывался при температурах 190–150 °С и характеризуется средней (умеренной) солѣностью (от 10,5 до 12,5 масс. % NaCl -экв.). Формирование кварцевых жил с антимонитом



Стадии Минералы	Дорудная	Рудная ранняя			Рудная поздняя	Гипергенез
	1	2	3	4	5	6
Пирит 1	■					
Пирит 2		■				
Пирит 3				■		
Пирит 4					■	
Арсенопирит		■				
Кобальтин			■			
Герсдорфит			■			
Блѣклая руда			■	■		
Халькопирит 1	■	■				
Халькопирит 2				■		
Халькопирит 3					■	
Сфалерит 1	■	■				
Сфалерит 2				■		
Антимонит					■	
Пирротин 1	■					
Пирротин 2		■				
Золото 1		■	■			
Золото 2				■		
Золото 3					■	
Галенит				■		
Бурнонит				■		
Бертьерит					■	
Ульманит				■		
Самородная сурьма					■	
Гѣтит						■
Ярозит						■
Гематит						■
Магнетит						■
Ковеллин						■
Самородная медь						■
Самородное золото						■

■ Ведущие минералы ■ Основные минералы ■ Редкие минералы

Рис. 6. Парагенетическая схема минералообразования:

минеральные ассоциации: 1 – халькопирит-пиритовая, 2 – золото-арсенопирит-пиритовая, 3 – золото-герсдорфит-блѣклорудная, 4 – золото-сульфидно-полиметаллическая, 5 – золото-бертьерит-антимонитовая, 6 – новообразованные минералы зоны окисления

Fig. 6. Paragenetic scheme of mineral formation:

mineral assemblages: 1 – chalcopyrite-pyrite, 2 – gold-arsenopyrite-pyrite, 3 – gold-gersdorffite-tetrahedrite, 4 – gold-sulfide-polymetallic, 5 – gold-bartyerite-antimonite, 6 – newly formed minerals of the oxidation zone

происходило при температурах 220–130 °С и давлениях 0,62–1,3 кбар. Солёность раствора достигает 23 масс. % NaCl-экв. В пострудный этап формирования секущих кварцевых жил и прожилков солёность раствора снижается и составляет 2–10,5 масс. % NaCl-экв. Температуры эвтектики водного раствора включений (–22...–30 °С) указывают на изменение состава системы (CO₂–H₂O–NaCl–KCl), преобладающую роль в которой теперь играют хлориды натрия и калия.

Модель рудообразования

В результате выполненных исследований представляется следующая модель формирования месторождения Попутнинское. Основными поставщиками Au, As и Ag в рудообразующую систему могли служить диагенетические сульфиды в карбонат-терригенной толще рифейского возраста, а Cr, Sb, Ni, Co и Te – породы метапикробазальт-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса. Региональный метаморфизм вмещающих вулканогенно-осадочных пород в условиях фации зелёных сланцев стимулировал их перекристаллизацию, ремобилизацию и перераспределение сульфидов с сохранением слоистой текстуры. В результате этого процесса вмещающие породы были рассланцованы и перекристаллизованы совместно с заключёнными в них сульфидами. При этом происходили не только перекристаллизация сульфидов, но и высвобождение и миграция золота, мышьяка, серебра и других элементов. Полученные результаты соответствуют метаморфогенной модели формирования орогенных месторождений золота [1, 14].

Заключение

Золотосульфидное месторождение Попутнинское – крупнейшее в Раздолинском рудном узле, расположенном в южной части Енисейского кряжа. Структурно-тектоническая позиция Попутнинского месторождения определяется его положением в зоне влияния крупного Мамонско-Рыбинского разлома, оперяющего Ишимбинский глубинный разлом, в осевой части Рыбинской горст-антикли-

нали, в тесной ассоциации с интрузивными телами метаультрабазитов. Рудовмещающие тальк-карбонат-хлоритовые сланцы представляют собой продукты метаморфизма метапикробазальт-базальтовой ассоциации Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса.

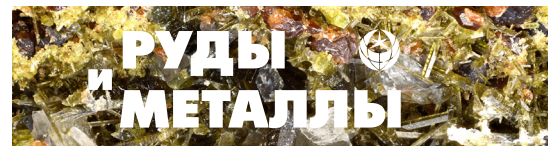
Пространственные границы месторождения определяются контурами участков распространения метасоматически изменённых пород и зон прожилкового окварцевания, вмещающих золотосульфидную минерализацию в виде весьма неравномерной многофазовой вкрапленности. Распределение этих участков, в свою очередь, обусловлено зонами пликативных и дизъюнктивных дислокаций, определяющих собственно структуру месторождения. Морфологически рудные тела Попутнинского месторождения представляют собой залежи – минерализованные золотосульфидные зоны дробления и рассланцевания сложной линзовидно-ленточной формы.

Распределение золота в контурах рудных залежей неравномерное. Широко развита кора выветривания, глубина которой колеблется в пределах 10–60 м. Первичные золотоносные руды содержат сульфиды в количестве от 3,4 до 11,2 %. Представлены руды двух различных геохимических типов: Au-As (в полях долеритов и углеродистых сланцев) и Au-As-Sb-Cr-Ni-Co (развиты вдоль контакта с метавулканитами основного состава). Самородное золото мелкое (0,001–0,070 мм) и высокопробное (936–969 ‰), 40–60 % его обнаружено в сульфидах.

Рудообразующий флюид месторождения Попутнинское обнаруживает сходство с флюидами известных месторождений Енисейского кряжа (Олимпиадинское, Ведугинское и др. [7]) и обладает большим сходством с флюидами орогенных месторождений золота [16].

Полученные результаты соответствуют метаморфогенной модели формирования орогенных месторождений золота [1, 14].

Приведённая в статье информация может найти применение в прогнозно-металлогенических построениях, поисках и оценках новых золоторудных месторождений на Енисейском кряже.

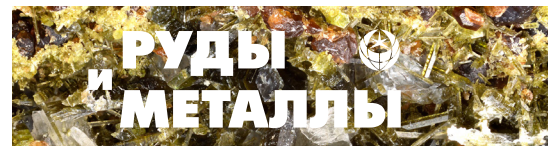


Список литературы

1. Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразующие процессы. – М.: Наука, 1982. – 157 с.
2. Верниковский В. А., Верниковская А. Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 35–52.
3. Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Сальникова Е. Б., Бережная Н. Г., Ларионов А. Н., Котов А. Б., Ковач В. П., Верниковская И. В., Матушкин Н. Ю., Ясенов А. М. Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Доклады РАН. – 2008. – Т. 419, № 1. – С. 90–94.
4. Дашкевич Е. Г., Неволько П. А., Тимкина А. Л. Минералого-геохимические особенности руд и физико-химические условия формирования Попутнинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Научное издание. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. – С. 214–218.
5. Куйбида С. С., Кухаренко В. В., Анисимов И. А., Землянский С. А. Отчёт по объекту: «Разведка золоторудных объектов Раздолинского рудного узла». – Красноярск, 2019ф.
6. Лиханов И. И., Ножкин А. Д., Ревердатто В. В., Козлов П. С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. – 2014. – № 5. – С. 371–389. – doi: 10.7868/S0016853X1405004X. – EDN SLIQGP.
7. Неволько П. А. Геологические и физико-химические условия формирования сурьмяной минерализации на золоторудных месторождениях Енисейского кряжа: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2009. – 16 с.
8. 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.
9. Обручев В. А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири: Средняя Сибирь. – Петроград: Тип. «Якорь», 1915. – 92 с.
10. Сараев С. В. Седиментология и полезные ископаемые верхнерифейского окраинного бассейна Енисейского кряжа // Тез. докл. I Всерос. металлоген. совещ. «Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит». – Екатеринбург, 1994. – С. 97–98.
11. Сердюк С. С., Кириленко В. А. Геология и перспективы золотоносности южной части Южно-Енисейского рудного района // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технологии. – 2013. – № 6. – С. 968–994.
12. Стреляев В. И. О докембрийских геодинамических обстановках и металлогении южного сегмента Енисейского кряжа // Тез. докл. I Всерос. металлоген. совещ. «Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит». – Екатеринбург, 1994. – С. 99–101.
13. Справка о состоянии и перспективах использования минерально-сырьевой базы Красноярского края на 15.03.2021 г. – Санкт-Петербург: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021.
14. Goldfarb R. J., Groves D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. – 2015. – V. 233. – P. 2–26. – doi: 10.1016/j.lithos.2015.07.011.
15. Kerrich R., Goldfarb R. J., Richards J. P. R. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework // Economic Geology 100th Anniversary Volume. – Society of Economic Geologists, 2005. – P. 1097–1136.
16. Ridley J. R., Diamond L. W. Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models // Reviews in Economic Geology. – 2000. – V. 13. – P. 141–162.

References

1. Buryak V. A. Metamorfizm i rudoobrazuyushchie protsessy [Metamorphism and ore-forming processes], Moscow, Nauka Publ., 1982, 157 p.
2. Vernikovskii V. A., Vernikovskaya A. E. Tektonika i ehvolyutsiya granitoidnogo magmatizma Eniseiskogo kryazha [Tectonics and evolution of granitoid magmatism of the Yenisei Ridge], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2006, Vol. 47, No 1, pp. 35–52. (In Russ.)
3. Vernikovskii V. A., Vernikovskaya A. E., Sal'nikova E. B., et al. Pozdnerifeiskii shchelochnoi magmatizm zapadnogo obramleniya Sibirskogo kratona: rezul'tat kontinental'nogo riftogeneza ili akkretsiionnykh sobytii? [Late Riphean alkaline magmatism of the Western framing of the Siberian Craton: Result of continental rifting or accretionary events?], *Doklady RAN* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2008, Vol. 419, No 1, pp. 90–94. (In Russ.)
4. Dashkevich E. G., Nevol'ko P. A., Timkina A. L. Mineralogo-geokhimicheskie osobennosti rud i fiziko-khimicheskie usloviya formirovaniya Poputninskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya (Eniseiskii kryazh) [Mineralogical and geochemical features of ores and physicochemical conditions of formation of the Poputninskoye gold deposit (Yenisei Ridge)]. In: Metallogeniya drevnikh i sovremennykh okeanov–2011. Rudonosnost' osadochno-vulkanogennykh i giperbazitovykh kompleksov. Nauchnoe izdanie [Metallogeny of ancient and modern oceans 2011. Ore content of sedimentary-volcanic and ultramafic complexes. Scientific publication], Miass, IMin UrO RAN [Institute of Mineralogy of the Urals Branch of RAS], 2011, pp. 214–218.
5. Kuibida S. S., Kukharensky V. V., Anisimov I. A., Zemlyanskii S. A. Otchet po ob"ektu: "Razvedka zolotorudnykh ob"ektov Razdolinskogo rudnogo uzla" [Report on the object: "Exploration of gold ore targets of the Razdolinsky ore cluster"], Krasnoyarsk, 2019.
6. Likhanov I. I., Nozhkin A. D., Reverdatto V. V., Kozlov P. S. Grenvil'skie tektonicheskie sobytiya i ehvolyutsiya Eniseiskogo kryazha, zapadnaya okraina Sibirskogo kratona [Grenville tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge, western margin of the Siberian craton], *Geotektonika* [Geotectonics], 2014, No 5, pp. 371–389. (In Russ.) DOI 10.7868/S0016853X1405004X, EDN SLIQGP.
7. Nevol'ko P. A. Geologicheskie i fiziko-khimicheskie usloviya formirovaniya sur'myanoi mineralizatsii na zolotorudnykh mestorozhdeniyakh Eniseiskogo kryazha [Geological and physicochemical conditions of antimony mineralization formation at gold deposits of the Yenisei Ridge], abstract of a PhD thesis in Geology and Mineralogy, Novosibirsk, IGM SB RAN, 2009, 16 p.
8. 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.)
9. Obruchev V. A. Geologicheskii obzor zolotonosnykh raionov Sibiri: Srednyaya Sibir' [Geological Review of Gold-Bearing Regions of Siberia: Central Siberia], Petrograd, Yakor' Press, 1915, 92 p.
10. Saraev S. V. Sedimentologiya i poleznye iskopayemye verkhnerifeiskogo okrainnogo basseina Eniseiskogo kryazha [Sedimentology and Useful Fossils of the Upper Riphean Marginal Basin of the Yenisei Ridge]. In: Tezisy dokladov I Vserossiiskogo metallogenicheskogo soveshchaniya "Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsii tektoniki plit" [Abstracts of the reports of the 1st All-Russian metallogenic conference "Metallogenesis of folded systems from the standpoint of plate tectonics"], Ekaterinburg, 1994, pp. 97–98.
11. Serdyuk S. S., Kirilenko V. A. Geologiya i perspektivy zolotonosnosti yuzhnoi chasti Yuzhno-Eniseiskogo rudnogo raiona [Geology and prospects of gold content in the southern part of the South Yenisei ore region], *Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Tekhnika i tekhnologii* [Journal of the Siberian Federal University. Engineering and Technologies], 2013, No 6, pp. 968–994. (In Russ.)
12. Strelyaev V. I. O dokembriiskikh geodinamicheskikh obstanovkakh i metallogenii yuzhnogo segmenta Eniseiskogo kryazha [On the Precambrian geodynamic settings and metallogeny of the southern segment of the Yenisei Ridge]. In: Tezisy dokladov I Vserossiiskogo metallogenicheskogo soveshchaniya "Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsii tektoniki plit" [Abstracts of the reports of



- the 1st All-Russian metallogenic conference "Metallogenesis of folded systems from the standpoint of plate tectonics"], Ekaterinburg, 1994, pp. 99–101.
13. Spravka o sostoyanii i perspektivakh ispol'zovaniya mineral'no-syr'evoi bazy Krasnoyarskogo kraya na 15.03.2021 g. [Information on the state and prospects for the use of the mineral resource base of Krasnoyarsk Krai as of March 15, 2021], St. Petersburg, FGBU VSEGEI Publ., 2021.
14. Goldfarb R. J., Groves D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time, *Lithos*, 2015, Vol. 233, pp. 2–26. DOI 10.1016/j.lithos.2015.07.011.
15. Kerrich R., Goldfarb R. J., Richards J. P. R. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. In: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, Society of Economic Geologists, 2005, pp. 1097–1136.
16. Ridley J. R., Diamond L. W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models, *Reviews in Economic Geology*, 2000, Vol. 13, pp. 141–162.

Козлов Николай Николаевич (morze49@inbox.ru)
старший эксперт по геологии месторождений ¹

Волков Александр Владимирович
доктор геолого-минералогических наук, член-корреспондент РАН,
заведующий лабораторией, главный научный сотрудник ²

Мурашов Константин Юрьевич
научный сотрудник ²

¹ ООО «УК Полюс», г. Москва, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, г. Москва, Россия

Nikolay Nikolaevich Kozlov (morze49@inbox.ru)
Senior Expert in Deposit Geology ¹

Aleksandr Vladimirovich Volkov
Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, Head of Laboratory, Chief Researcher ²

Konstantin Yurievich Murashov
Researcher ²

¹ Polyus Management Company LLC, Moscow, Russia;

² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM) of the RAS, Moscow, Russia

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОРОД И РУД

УДК 553.068.54+553.3.071 (234.851)

Минералого-геохимические особенности россыпного золота и минералов висмута в пределах Яроташорского кварцево-жильного золоторудного поля (Приполярный Урал). Прогноз коренного источника золота**Ефанова Л. И., Пархачева К. Г., Макеев Б. А.**

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

Аннотация. Обобщение результатов многолетнего изучения минералогии россыпного золота р. Няртаю, Хобею и их притоков позволило определить перспективы коренной золотоносности. В шлихах определены: самородное золото, микровключения самородного висмута, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, а также мальдонит (Au_2Bi). Рассматриваются предполагаемые источники россыпного золота, образованные за счёт оруденелых пород докембрийского возраста и являющиеся ложем выявленных россыпей. Близость интрузии и связанные с ними метасоматические ореолы дают основание ожидать открытия оруденений магматогенно-гидротермального типа, поздневендско-раннекембрийского возраста, регенерированных в период позднепалеозойского коллизийного этапа. Полученные результаты исследований представляют не только научный, но и практический интерес, так как могут способствовать совершенствованию методики поисковых работ.

Ключевые слова: россыпное золото, шлик, минеральный тип, теллуриды и сульфотеллуриды висмута, золото-сульфидно-кварцевая формация, мальдонит, восточный склон Приполярного Урала.

Для цитирования: Ефанова Л. И., Пархачева К. Г., Макеев Б. А. Минералого-геохимические особенности россыпного золота и минералов висмута в пределах Яроташорского кварцево-жильного золоторудного поля (Приполярный Урал). Прогноз коренного источника золота. Руды и металлы. 2026. № 2. С. 70–90. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10010.

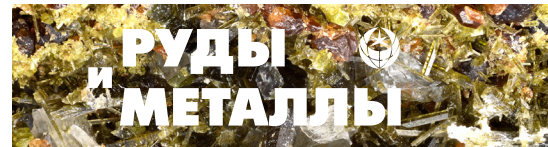
Mineralogical and geochemical features of alluvial gold and bismuth minerals from within the Yarotashor quartz-vein gold field (Subpolar Urals): Forecasting the primary gold source**Efanova L. I., Parkhacheva K. G., Makeev B. A.**

Acad. N. P. Yushkin Institute of Geology, Komi Research Center, UB RAS, Syktывkar, Russia

Annotation. Generalization of results of a long-term study of the placer gold mineralogy of the Nyartayu and Khobeyu rivers and their tributaries has made it possible to identify a primary gold-bearing potential of the area. The following minerals have been identified in the alluvial heavy mineral concentrate samples: native gold, native bismuth microinclusions, bismuth tellurides and sulfotellurides, and maldonite (Au_2Bi). Primary sources of the placer gold are considered to be represented by mineralized rocks of Precambrian age, that provide a bedrock for the identified placers. A proximity of intrusions and of their associated metasomatic halos gives reason to expect a discovery of magmatic-hydrothermal type mineralization of Late Vendian-Early Cambrian age, regenerated during the Late Paleozoic collisional stage. The obtained results of the research are of both scientific and practical interest, as they may contribute to development of prospecting technique improvement.

Keywords: placer gold, heavy mineral concentrate (HMC), mineral type, bismuth tellurides and sulfotellurides, gold-sulfide-quartz formation, maldonite, eastern slope of the Subpolar Urals.

For citation: Efanova L. I., Parkhacheva K. G., Makeev B. A. Mineralogical and geochemical features of alluvial gold and bismuth minerals from within the Yarotashor quartz-vein gold field (Subpolar Urals): Forecasting the primary gold source. Rudy i metally (Ores and metals). 2026. No. 2. pp. 70–90. DOI: 10.47765/0869-5997-2026-10010.



Введение

На Урале в условиях истощения сырьевой базы золота обостряется проблема обоснования перспективных площадей для постановки поисковых работ. В связи с этим представляет интерес ряд относительно слабо изученных золотоносных районов, одним из которых является восточный склон Приполярного Урала на территории Ханты-Мансийского автономного округа Тюменской области Берёзовского района. Здесь имеются месторождения россыпного золота на реках Няртаю (и её притоках – руч. Нестершор, Средний Яроташор) и Хобею (с её правыми притоками – руч. Яроташор, Золото-Шор). При этом коренной источник россыпей до сих пор не обнаружен.

Экономически район не освоен, населённые пункты и дорожная сеть отсутствуют. Единственная имеющаяся на площади насыпная дорога построена от посёлка Саранпауль до месторождения хрустала Неройка.

Многочисленные крупно- и среднемасштабные геолого-съёмочные работы, проведённые на указанной площади, проанализированы и обобщены в процессе издания листа Q-41-XXXI Госгеолкарты-200 первого поколения, впоследствии в 2023 г. переизданного [4, 5].

В бассейнах рр. Хальмерью, Няртаю и Хобею в 1988–1996 гг. установлены и оценены аллювиально-долинные золотые россыпи (Гетьман Д. С. и др. Отчёт о результатах поисково-оценочных работ и предварительной разведки россыпей золота в бассейне верхнего течения р. Хальмерью. Филиал по Тюменской области ФГУ «ТФГИ по УФО», 1995). Буровыми работами уточнены мощности рыхлых отложений, распределение металла и горнотехнические условия эксплуатации. Кондиционные содержания золота колеблются от 318 до 1070 мг/м³.

В 1998–2004 гг. проведены работы на рудное золото на Яроташорской площади комплексом поисковых методов с бурением скважин и проходкой горных выработок (Комарицкий С. И., Красностанов С. Е. и др. Отчёт «Поисковые работы на рудное золото на Яроташорской площади в 1998–2004 гг.». Филиал по Ханты-Мансийскому АО ФГУ «ТФГИ

по УФО», 2004). В результате работ выделены перспективные зоны на выявление золоторудных объектов золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций, определены участки для постановки оценочных работ.

В россыпях исследуемой территории наряду с золотом ранее установлены сульфотеллуриды и теллуриды висмута, самородный висмут и серебро [9, 24]. Богатые теллуридами месторождения золота представляют собой отдельный генетический тип месторождений – золото-теллуридный. Теллуриды очень чувствительны к изменению физико-химических параметров гидротермальной системы кристаллизации и являются ценными минералогическими маркерами, что позволяет определить предполагаемые источники формирования россыпей. Целью исследований является изучение минералогии россыпного золота, серебра и Bi-Te минералов.

Геологическое строение

Стратиграфия. Долины р. Няртаю и Хобею врезаны в коренные породы нижнего и среднего рифея, сложенные метаморфическими сланцами и карбонатсодержащими породами (рис. 1). Стратифицированные верхнепротерозойские образования относятся к Хобеизско-Маньхамбовской подзоне Ляпинской структурно-формационной зоны (СФЗ) и представлены (снизу вверх): няртинской (RF_1nr), маньхобеинской (RF_2mh), щокурьинской ($RF_2šk$), пуйвинской (RF_2pv), хобеинской (RF_3hb) и мороиной (RF_3mr) свитами [4, 5].

Няртинская свита (RF_1nr) составляет ядро Хобеизской антиформы Ляпинского антиклинория и ядро Няртинской термально-купольной структуры. Опрокинутая антиклинальная складка имеет падения крыльев на северо-запад под углами 20–30°. В составе свиты распространены гранат-мусковит-биотитовые гнейсы с пластами гранатовых амфиболитов и кристаллических сланцев с маломощными прослоями мраморов.

Маньхобеинская свита (RF_2mh) обрамляет ядро Хобеизской антиформы, со стратиграфическим несогласием перекрывая няртинские

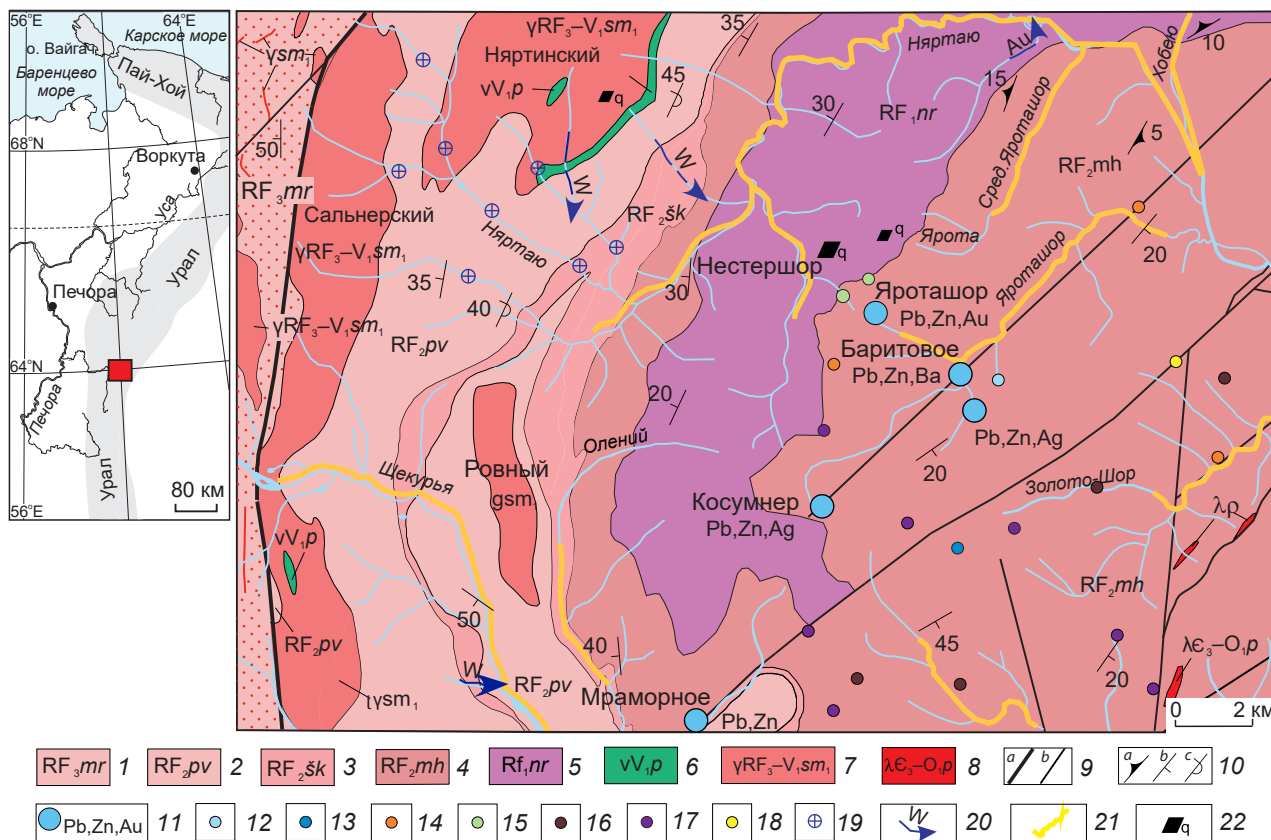
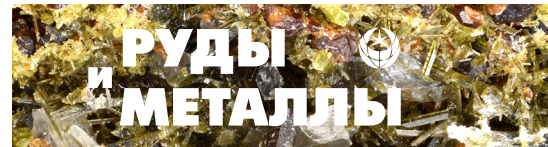


Рис. 1. Схема геологического строения истоков р. Няртаю по [4, 5] с изменениями:

1–5 – рифейские породы: 1 – мороинская свита: сланцы углеродистые кварц-хлорит-серицитовые, реже песчаники известковистые и доломиты, 2 – пуйинская свита: сланцы гранатосодержащие углеродистые хлорит-слюдисто-альбит-кварцевые, известняки мраморизованные и доломитизированные, 3 – щокуринская свита: слюдястые мраморы и доломиты, сланцы слюдясто-хлорит-альбит-кварцевые с прослоями ортосланцев основного-среднего состава, 4 – маньхобеинская свита: гнейсы лейкократовые, кварцито-гнейсы, кристаллосланцы мусковит-кварц-полевошпатные, в основании – метаконгломераты, метагравелиты, 5 – няртинская свита: гнейсы гранат-двуслюдяные альбитовые, кристаллосланцы слюдясто-альбит-кварцевые, амфиболиты; 6–8 – интрузивные образования: 6 – парнукский комплекс диорит-габбровый гипабиссальный, 7 – сальнерско-маньхамбовский комплекс гранит-лейкогранитовый плутоновый, 8 – пожемский комплекс риолитовый гипабиссальный; 9 – разрывные нарушения (разломы): а – главные, b – второстепенные; 10 – элементы залегания: а – наклонное залегание слоистости, b – метаморфической полосчатости, с – опрокинутое залегание слоистости; 11 – свинцово-цинковые проявления; 12–18 – пункты минерализации: 12 – цинка, 13 – свинца, 14 – золота, 15 – меди, 16 – марганца, 17 – редкоземельно-редкометалльные, 18 – молибдена; 19 – шлиховые пробы с шеелитом; 20 – шлиховые потоки шеелита; 21 – золотоносные россыпи; 22 – проявления и пункты минерализации хрустала и жильного кварца

Fig. 1. Schematic geological map of the Nyartayu River sources area, modified after [4, 5]:

1–5 – Riphean rocks: 1 – Maron'yu Formation: carbonaceous quartz-chlorite-sericite schists, less often calcareous sandstones and dolomites; 2 – Puiva Formation: garnet-containing carbonaceous chlorite-mica-albite-quartz schists, marbleized and dolomitized limestones; 3 – Shchokuriya Formation: micaceous marbles and dolomites, mica-chlorite-albite-quartz schists with interlayers of basic to intermediate orthoschists; 4 – Man'khambo Formation: leucocratic gneisses, quartzite-gneisses, muscovite-quartz-feldspar crystalline schists with metaconglomerates and meta-gravelites in the basement; 5 – Nyarta Formation: garnet-two-mica-albite gneisses, mica-albite-quartz crystalline schists, amphibolites; 6–8 – intrusive formations: 6 – Parnuk Intrusive Suite: diorite-gabbro, hypabyssal, 7 – Salner-Man'khambo Intrusive Suite: granite-leucogranite, plutonic, 8 – Pozhemayu Complex: rhyolite, hypabyssal; 9 – faults: a – main, b – secondary; 10 – bedding attitudes: a – inclined bedding, b – metamorphic banding, c – overturned bedding; 11 – lead-zinc occurrences; 12–18 – mineralization points: 12 – zinc, 13 – lead, 14 – gold, 15 – copper, 16 – manganese, 17 – rare earth – rare metal, 18 – molybdenum; 19 – alluvial heavy mineral concentrate samples with scheelite; 20 – alluvial heavy mineral concentrate flows of scheelite; 21 – gold-bearing placers; 22 – occurrences and mineralization points of crystal and vein quartz



образования. Граница свиты проводится по подошве базальных метаконгломератов, аркозовых метагравелитов и гравелитистых кварцитопесчаников (Цымбалюк А. В., Ефанова Л. И. Изучение стратиграфии докембрийских и кембрийских отложений Ляпинского Урала и оценка перспектив рудоносности древних карбонатных толщ. Воркута, 1979 // ГБУ РК «ТФИ РК», Комигеолфонд, № 5127). Выше по разрезу залегают лейкократовые гнейсы, кварцитогнейсы, а также мусковит-кварц-полевошпатовые кристаллосланцы.

Щокурьинская свита ($RF_2\check{sk}$) картируется в пределах западного крыла Хобеизской антиформы. В разрезе по р. Няртаю в составе свиты присутствуют хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы с прослоями слюдистых и песчаных мраморов, изредка с пиритом.

Пуйвинская свита (RF_2pv) слагает западное крыло Хобеизской антиформы, падая преимущественно на запад под углами от 30° до 65° . В обнажениях по бортам реки Няртаю низы разреза представлены хлорит-мусковит-альбит-кварцевыми сланцами с прослоями слабо слюдистых кварцитопесчаников и чёрных углеродистых сланцев с единичными пластами ортосланцев основного состава.

На представленной геологической карте (рис. 1) стратифицируемые отложения верхнего рифея отсутствуют.

Метаморфизм. Метаморфизм пород обусловлен формированием няртинской термально-купольной структуры, одновременной со становлением тел гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса [4, 5]. Породы няртинской свиты метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, метаморфизм отложений маньхобеинской и щокурьинской свит соответствует высокотемпературной хлорит-эпидот-биотитовой субфации, а пуйвинской свиты – эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

Магматизм. Среди интрузивных образований выделяется *парнукский гипабиссальный диорит-габбровый* (vV_1p) комплекс, представленный небольшими дайкообразными телами диоритов, кварцевых диоритов, габбро.

Металлогеническая специализация не выяснена. Возраст комплекса определяется по геологическим данным: воздействием на основные породы гранитоидов второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса (vV_2-Csm_2).

М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным выделен гранит-гранодиоритовый комплекс, с 1968 г. упоминающийся как *сальнерско-маньхамбовский*. В настоящее время почти для всех крупных гранитных массивов территории получены U-Pb цирконовые датировки [14]. По результатам датирования, диапазон формирования пород охватывал интервал от конца позднего рифея до позднего кембрия. Проматриваемые два возрастных максимума на уровне 600–630 и 500–540 млн лет свидетельствуют о существовании двух самостоятельных пиков магматической активности, которым соответствуют первая и вторая фазы в развитии сальнерско-маньхамбовского комплекса. Первая фаза ($vRF_3-V_1sm_1$) представлена гранитами, гранит-порфирами, гранодиоритами, плагиогранитами, лейкогранитами нормального и умеренно-щелочного рядов, возраст которых находится в диапазоне 600–630 млн лет [14]. Вторая фаза (vV_2-Csm_2) включает граниты, гранит-порфиры и лейкограниты нормальной и повышенной щёлочности, сформировавшиеся в интервале 500–540 млн лет.

На площади работ выходят на поверхность три гранитных массива, образование которых произошло во вторую фазу развития сальнерско-маньхамбовского комплекса. *Сальнерский массив* вытянут согласно простиранию вмещающих пород. Длина массива около 40 км, ширина – от 50 м до 2 км. Границы массива извилистые, а в области эндоконтакта присутствуют многообразные ксенолиты вмещающих пород длиной до 2–3 км при ширине 250–400 м. Основная часть массива сложена огнейсованными порфировидными биотитовыми гранитами, только в междуречье Няртаю и Щекурьи развиты более равномернозернистые, среднезернистые, малослюдистые граниты. Биотитовые граниты представлены двумя петрографическими разностями – плагиогранитами и микроклин-пертитовыми гранитами – и характеризуются калиево-натриевым типом

щёлочности, относятся к весьма высокоглинозёмистым. *Няртинский* и *Ровный массивы* представляют собой гранитные тела, вытянутые с севера на юг. Няртинский массив имеет длину 8–9 км при ширине 4–5 км, Ровный – 6 км при ширине 1 км. Массивы сложены преимущественно биотитовыми и двуслюдяными среднезернистыми гранитами с гнейсовидной текстурой.

Тектоника. На местности картируются зоны разрывов, которые нередко сопровождаются заболоченностью. Распознаются по наличию сильно рассланцованных перетёртых, брекчированных и смятых пород, по проявлению окварцевания в виде жил и прожилков молочно-белого кварца. В большинстве же случаев разрывы картируются по линейным в физических полях и космофотоизображениях, а также на основании общегеологических построений.

Полезные ископаемые. Территория входит в состав Ляпинской редкометалльно-вольфрамово-золоторудной хрусталеносной минералогической зоны, среди которой выделен Яроташорский Au-Pb-Zn рудный кварцево-жильный узел с рудопроявлениями Яроташор, Баритовое, Косумнер, а также многочисленные пункты минерализации (рис. 1). Все проявления приурочены к зонам рассланцевания в породах маньхобеинской свиты [4].

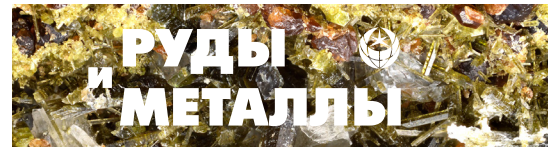
Полиметаллические проявления *Яроташор* и *Косумнерское* представляют собой протяжённые на 3–4,5 км минерализованные зоны субмеридионального простирания, развитые согласно полосчатости вмещающих обохренных сланцев. Падение зон северо-западное под углами 25–45°. В пределах зон развиты линзы (пласты?) мощностью 1–5 м с вкрапленностью пирита, сфалерита, галенита и халькопирита. На Косумнерском проявлении полиметаллическое оруденение сопровождается развитием кварцевых жил и прожилков. Вкрапленный галенит и сфалерит локализуются преимущественно на контактах с жилами, в которых иногда присутствуют гнезда галенита. Содержание Zn варьирует от 0,01 до 4,7 % (достигая 18,8 %), Cu – от 0,001 до 1 %, Pb – от 0,001 до 8,7 %. Содержание Au в среднем составляет 0,2–0,34 г/т, в единичных

случаях возраста до 2 г/т, Ag – 1,5–100 г/т. Отмечаются повышенные содержания Bi – 0,6 %, Cd – 0,002 %, Mo – 0,003 %.

Проявление *Баритовое* представлено залегающими среди слюдисто-альбит-кварцевых сланцев линзовидными телами барит-кварцевого состава с вкрапленностью сульфидов. В жилах развиты сфалерит и галенит, в меньшем количестве – пирит, магнетит и ильменит. Видимая мощность зоны барит-полиметаллического оруденения не менее 25 м, протяжённость 250–300 м. Содержания полезных компонентов: Zn – 0,07–7,95 %, Pb – 0,03–1,49 %, Cu – 0,02 %, Ba – 0,1–34,84 %, Sr – 0,02–0,39 %, Au – до 0,8 г/т, Ag – до 23,4 г/т, Cd – 0,01 %, Mo – 0,02 %.

Интерес представляет карбонатная стратиформная свинцово-цинковая минерализация на рудопроявлении *Мраморное (Щокуринское)*. Вмещающие породы сложены слюдитыми мраморами с прослоями битуминозных разностей и слюдисто-хлорит-карбонатных сланцев щокуринской свиты. Рудоносный горизонт мощностью около 1 м сложен вкрапленностью сульфидов, содержание которых достигает 10 %. Главные рудные минералы: галенит, сфалерит, пирит и халькопирит. Второстепенные минералы представлены пирротинном, ильменитом, апатитом, баритом, редкими частицами золота. Слоистые вкрапленные руды содержат секущие прожилки кальцита мощностью до 2–3 см с гнездами крупнокристаллического галенита, сфалерита и халькопирита. В слоистых рудах сфалерит представлен клейофаном, в прожилках – марматитом. По данным штучного опробования, содержания Pb составляют 1,2–2 %, Zn – 0,56–2,09 %, Cu – не превышают 0,022 %. Присутствуют Ba, Mn, As, Ag. Оруденение признано бесперспективным.

В границах Яроташорского Au-Pb-Zn рудного кварцево-жильного узла располагается Нестершорское поле, вмещающее малое месторождение жильного кварца Нестершор и хрусталепроявление Ярота (рис. 1). С точки зрения изучения золотоносности такие месторождения не рассматриваются. Но в последнее время на Среднем и Южном Урале месторождения Кочкарское, Берёзовское, Светлинское



и другие рассматриваются как комплексные месторождения с отработкой как золоторудных участков, так и жильного кварца, горного хрусталя, камнесамоцветного сырья. На месторождении *Нестершор* кварцевые жилы локализируются в интенсивно дислоцированных сланцах. Кварц может использоваться как оптическое сырьё для плавки.

Из приведённого описания следует, что важную роль при формировании полиметаллического оруденения играл литологический фактор, поскольку наиболее благоприятные условия для рудоотложения создаются при наличии тектонических контактов хрупких и пластичных пород. При этом кварцево-жильные и прожилковые минерализованные зоны, как правило, локализируются в более компетентных разностях.

Несмотря на достаточно большое количество россыпей, шлиховых потоков золота, установленных на территории, собственно золоторудные коренные объекты отсутствуют, представляя собой лишь отдельные пункты минерализации с признаками золотого оруденения, в которых весовые и повышенные содержания золота установлены в единичных пробах. В пределах вышеописанных полиметаллических проявлений встречено несколько разрозненных пунктов золотой минерализации, которую можно отнести к золото-кварцевому малосульфидному формационному типу. Также золото обнаружено на площади месторождения жильного кварца Нестершор в участках ожелезнения с вкрапленностью мелкозернистого пирита. В стекловидном кварце определены содержания Au, колеблющиеся от 0,91 до 7,03 г/т. Интерес также представляют двуслюдяные окварцованные гнейсы маньхобеинской свиты, где установлены повышенные содержания золота (до 0,7 г/т) и серебра (0,8 г/т).

Материал и методы исследований

Автору была предоставлена для исследования немагнитная (освобождённая от магнетита) фракция шлихового концентрата из аллювиальных отложений месторождений россыпного золота Няртаю и Хобею и их при-

токов. Исследования частиц золота и сопутствующих минералов, полученных из шлихов, включали анализ морфологии, окатанности, уплощённости, наличия сростков золота с другими минералами, характера поверхности, химического состава и внутреннего строения. Состав минералов определялся под оптическим микроскопом, сканирующим электронным микроскопом JSM 6400 с волновым спектрометром Microspec WDS-3 PC (аналитик В. Н. Филиппов) и KYKY-EM6900 с использованием приставки 3D Xplore фирмы Oxford Instruments, напряжение 20 кВ, вакуум 6×10^{-4} Па, диаметр пучка 2 мкм, 600 000 импульсов (аналитик В. А. Радаев). Эталоны – чистые металлы, неметаллы для Au, Ag, Bi и Se, FeS₂ для S (JSM 6400 – PbS для S), PbTe для Pb и Te. Использовались стандартные рентгеновские линии для определения элементов. Погрешность определения 2σ.

Результаты исследования тяжёлой фракции россыпи Няртаю и Хобею

Основные минералы чёрных шлихов в аллювии указанных рек: гранат – 52 %, ильменит – 35 %, эпидот – 8 %, амфибол – 2 %, магнетит – 2 %. Значительно реже встречаются: пирит, циркон, апатит, рутил, сфен, самородный висмут, серебро, золото, турмалин. Сульфидные минералы менее распространены, и их суммарное количество не превышает первых процентов. В аллювии водотоков, дренирующих граниты, установлены многочисленные шлиховые потоки шеелита. В некоторых из них вместе с шеелитом присутствуют церуссит, касситерит, арсенопирит, халькопирит, единичные знаки молибденита.

Самородное серебро имеет серый цвет, комковатую, слегка уплощённо-вытянутую форму. Встречаются как почти неокатанные мелкие частицы, так и самородки, достигающие размера 2–2,5 см. Поверхность у самородков ямчато-бугорчатая, неровная (рис. 2, а, б). В большинстве случаев это чистое серебро, что не исключает наличия минеральных включений. По данным [9], в россыпи р. Хобею почти во всех изученных частицах серебра обнаруживаются включения золота размером

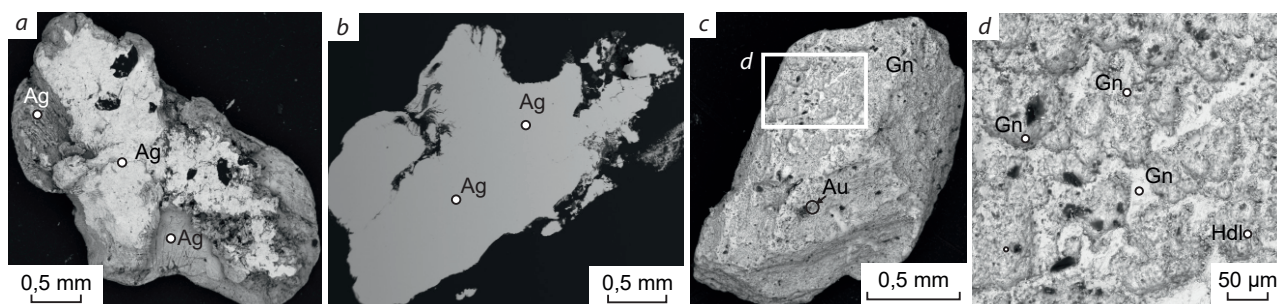


Рис. 2. Зёрна самородного серебра (а, б) и галенита (с, д):

а – слабо окатанное зерно серебра (Ag) с ямчато-бугорчатой поверхностью; б – однородное внутреннее строение серебра с кавернами, выполненными мусковитом и хлоритом; с – слабо окатанное зерно галенита (Gn) с ячеистой поверхностью и включениями самородного золота (Au); д – включения хедлейита (Hdl) на увеличенном фрагменте поверхности

Fig. 2. Grains of native silver (a, b) and galena (c, d):

a – weakly rounded silver (Ag) grain with a pitted-tuberous surface; b – homogeneous internal structure of silver with cavities filled with muscovite and chlorite; c – weakly rounded galena (Gn) grain with a cellular surface and inclusions of native gold (Au); d – inclusions of hadleyite (Hdl) on an enlarged fragment of the surface

0,5–1 мкм, наблюдаемые в срезах и на поверхности самородков. Кроме того, в серебре присутствуют точно не диагностированные минеральные фазы, приблизительно соответствующие составам BiTeS и Bi_3TeS . В срезах зёрен серебра встречаются микровключения самородного висмута игольчатой формы размером $1,5 \times 0,1$ мкм. Нередко наблюдаются глубокие каверны, выполненные мусковитом и хлоритом, а на поверхности зерна отмечаются включения галенита и минералов группы тетрадимита.

Галенит. В шлиховых пробах р. Няртау обнаружено большое количество галенита, представленного крупными (до 1,5 мм) зёрнами с хорошо выраженными сколами по спайности (рис. 3, с, d). Состав галенита заключён в пределах $\text{Pb}_{1,03-1,05}\text{S}_{0,95-0,97}$. В отдельных случаях в качестве примеси в галените устанавливаются Bi (до 4,5 масс. %), Te, As. Единичные микровключения представлены самородным золотом и серебром, хедлейитом. Золото весьма высокопробное (985–997 масс. %), в его составе присутствует примесь Cu 1,06–1,33 масс. %.

Минералы Bi и Te. Среди теллуридов и сульфотеллуридов отмечается большое разнообразие минералов группы тетрадимита (ри-

сунки 3, 4; табл. 1). Один из наиболее распространённых – хедлейит (Bi_7Te_3), редко встречается цумоит (BiTe). Сульфотеллуриды представлены жозеитом-А и жозеитом-В (Bi_4TeS_2), тетрадимитом ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$). Козалит ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$) из класса сульфосолей сопутствует минералам висмута и свинца, считается достаточно редким.

Хедлейит (Bi_7Te_3) образует собственные и полиминеральные сростания с минералами Au, Bi и Te. Встречен в россыпях в виде удлинённых зёрен размером до 2 мм (рис. 5). Формирует гнёзда размером до 1 мм (рис. 3, а, с, f), а также сростки с симплектитовыми сростаниями золота и висмута. Известно, что Te в значительной мере может замещаться Se, а Bi – Sb и Pb [20]. Помимо основных компонентов в хедлейите изредка отмечаются Se (до 0,2 масс. %) и Pb (до 2,5 масс. %).

Жозеит-А и жозеит-В ($\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$) – сульфотеллуриды висмута, образуют неправильные по форме выделения размером до 0,4 мм (рис. 3, е). Для них характерны сростания друг с другом без наличия взаимных переходов между собой, оба окружены самородным висмутом. Кроме того, реликтовые зёрна жозеита-А и жозеита-В обнаружены в сростании с золото-висмутовым симплектитом

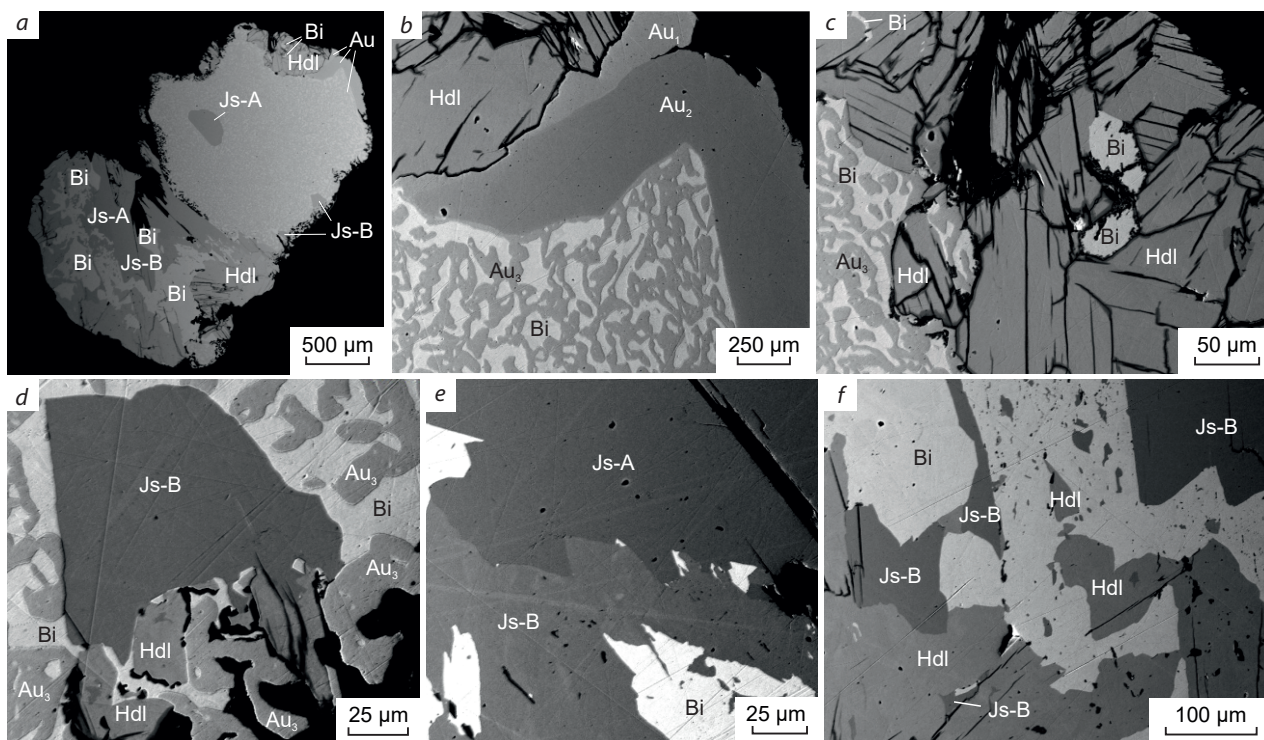


Рис. 3. Срастания минералов Au, Bi и Te: общий вид внутреннего строения минерального агрегата (a) и детали его строения (b–f):

a – самородный висмут с жозеитом-В, жозеитом-А и хедлейитом в срастании с золото-висмутовым симплектитом; *b* – симплектитовые срастания золота (Au_3) и висмута окружены полосами золота Au_2 и Au_1 ; *c* – хедлейит в срастании с самородным висмутом и золото-висмутовым симплектитом; *d* – зерно жозеита-В среди золото-висмутового симплектита; *e* – контакт жозеита-В и жозеита-А; *f* – срастания самородного висмута с жозеитом-В и хедлейитом. Генерации золота: Au_1 – первая, Au_2 – вторая, Au_3 – третья; Bi – самородный висмут, HdI – хедлейит, Js-A – жозеит-А, Js-B – жозеит-В. Изображения сняты в режиме обратно рассеянных электронов

Fig. 3. Intergrowths of Au, Bi, and Te minerals: general view of the internal structure of the mineral aggregate (a) and details of its structure (b–f):

a – native bismuth with joseite-B, joseite-A, and hadleyite intergrown with gold-bismuth symplectite; *b* – symplectite intergrowths of gold (Au_3) and bismuth are surrounded by Au_2 and Au_1 gold bands; *c* – hadleyite intergrowth with native bismuth and gold-bismuth symplectite; *d* – joseite-B grain among gold-bismuth symplectite; *e* – contact of joseite-B and joseite-A; *f* – intergrowths of native bismuth with joseite-B and hadleyite. Gold generations: Au_1 – first, Au_2 – second, Au_3 – third; Bi – native bismuth, HdI – hadleyite, Js-A – joseite-A, Js-B – joseite-B. Images were taken in backscattered electron mode

(рис. 3, *a*, *d*). Рассчитанные кристаллохимические формулы жозеита-А и -В близки теоретическим (табл. 1).

Не идентифицированная минеральная фаза ($Bi_{13}Se_{15}Te_4$) образует срастания с золотом, развиваясь на поверхности золотин размером 2 мм (рис. 6, табл. 2).

В шлихах р. Хобею наряду с золотом присутствуют касситерит и вольфрамит, а также

редкие минералы – сульфотеллуриды и теллуриды висмута, среди которых можно выделить козалит, тетрадимит. В последнем обнаружены участки, близкие к цумоиту [24].

Тетрадимит (Bi_2Te_2S) встречается в виде удлинённо-уплощённых, хорошо окатанных зёрен размером до 1 мм (рис. 7). Обычно это самый распространённый из теллуридов минерал, но крупных скоплений не образует,

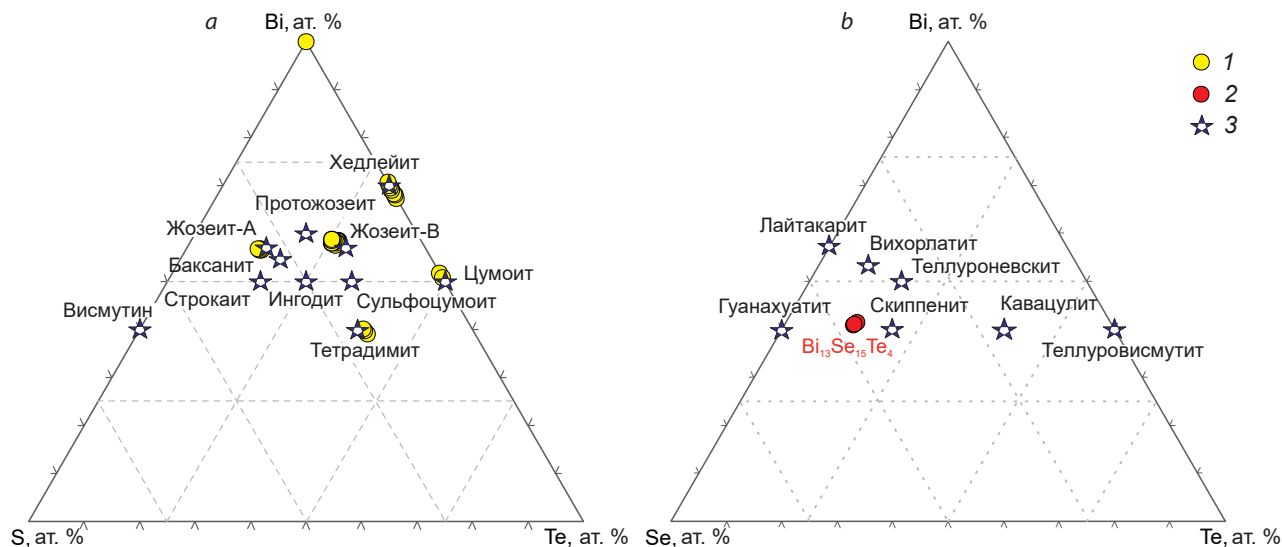


Рис. 4. Диаграммы Bi-Te-S (a) и Bi-Se-Te (b):

1 – реальные составы минералов в россыпях Няртаю и Хобею; 2 – состав не диагностированной минеральной фазы $\text{Bi}_{13}\text{Se}_{15}\text{Te}_4$ россыпи Няртаю; 3 – идеальные составы минералов

Fig. 4. Bi-Te-S (a) and Bi-Se-Te (b) diagrams:

1 – real compositions of minerals in the Nyartayu and Khobeyu placers; 2 – composition of the undiagnosed mineral phase $\text{Bi}_{13}\text{Se}_{15}\text{Te}_4$ from the Nyartayu placer; 3 – ideal compositions of minerals

Табл. 1. Состав теллуридов и сульфотеллуридов висмута в россыпях Няртаю и Хобею

Table 1. Composition of bismuth tellurides and sulfotellurides from the Nyartayu and Khobeyu placers

№ точки анализа	Минерал	Химический элемент, масс. %				Сумма	Эмпирическая формула
		Bi	Te	Pb	S		
II/10–5	Хедлейит	75,52	21,93	–	–	97,45	$\text{Bi}_{6,78}\text{Te}_{3,22}$
II/16–5		76,72	21,63	–	–	98,35	$\text{Bi}_{6,84}\text{Te}_{3,16}$
II/17–2		77,55	20,8	–	–	98,35	$\text{Bi}_{6,95}\text{Te}_{3,05}$
II/17–4		79,5	20,21	–	–	99,71	$\text{Bi}_{7,06}\text{Te}_{2,94}$
II/3–12		77,57	21,23	–	–	98,80	$\text{Bi}_{6,90}\text{Te}_{3,10}$
II/10–1	Жозеит-В	74,31	20,56	–	3,06	97,93	$\text{Bi}_{4,07}\text{Te}_{1,84}\text{S}_{1,09}$
II/10–2		74,61	20,47	–	2,94	98,02	$\text{Bi}_{4,10}\text{Te}_{1,85}\text{S}_{1,05}$
II/10–8		73,69	20,83	–	3,13	97,65	$\text{Bi}_{4,02}\text{Te}_{1,87}\text{S}_{1,11}$
II/11–6		74,4	20,93	–	3,03	98,36	$\text{Bi}_{4,06}\text{Te}_{1,87}\text{S}_{1,07}$
II/16–2		74,36	19,61	–	3,1	97,07	$\text{Bi}_{4,11}\text{Te}_{1,77}\text{S}_{1,12}$
II/9–1	Жозеит-А	78,8	11,43	–	6,42	96,65	$\text{Bi}_{3,96}\text{Te}_{0,94}\text{S}_{2,10}$
II/9–2		79,0	11,61	–	6,35	96,96	$\text{Bi}_{3,97}\text{Te}_{0,95}\text{S}_{2,08}$
II/15–1		78,53	11,29	–	6,42	96,24	$\text{Bi}_{3,96}\text{Te}_{0,93}\text{S}_{2,11}$
1–1	Козалит	46,16	–	38,94	15,57	100,67	$\text{Pb}_{1,89}\text{Bi}_{2,22}\text{S}_{4,89}$
1–2		42,98	–	39,85	14,40	97,23	$\text{Pb}_{2,04}\text{Bi}_{2,18}\text{S}_{4,77}$
1–2	Тетрадимит	59,75	38,84	–	4,35	102,94	$\text{Bi}_{1,97}\text{Te}_{2,09}\text{S}_{0,93}$
1–4		62,23	39,56	–	4,52	106,31	$\text{Bi}_{1,99}\text{Te}_{2,07}\text{S}_{0,94}$
1–6		60,80	37,81	–	4,29	102,90	$\text{Bi}_{2,05}\text{Te}_{2,08}\text{S}_{0,94}$
1–8	Цумоит	56,61	33,13	–	–	89,74	$\text{Bi}_{1,02}\text{Te}_{0,98}$
1–9		64,04	35,84	–	–	99,88	$\text{Bi}_{1,04}\text{Te}_{0,96}$

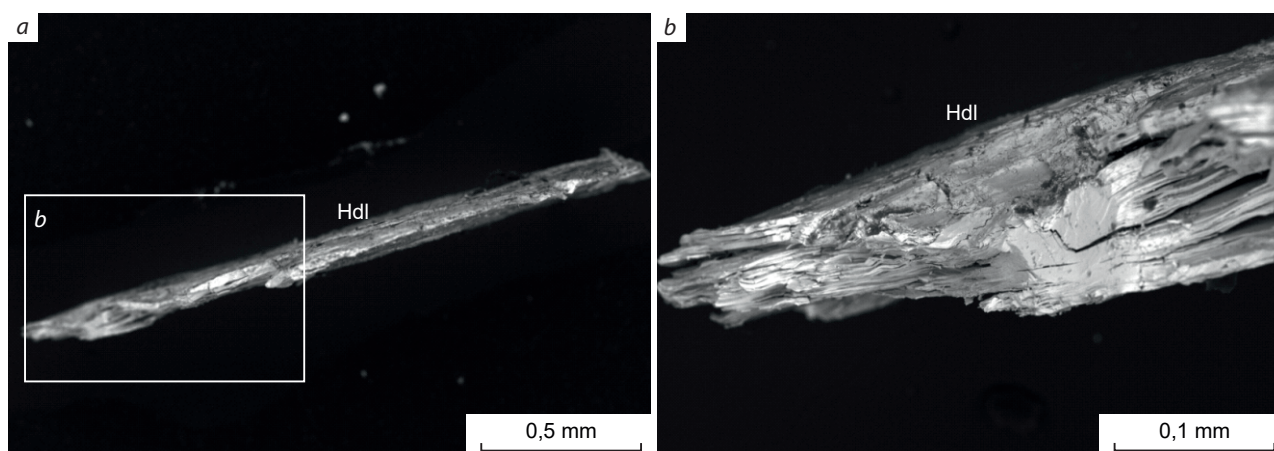


Рис. 5. Зерно хедлейита из россыпи Няртау (а) и его увеличенный фрагмент (b)

Fig. 5. Hadleyite grain from the Nyartau placer (a) and its enlarged fragment (b)

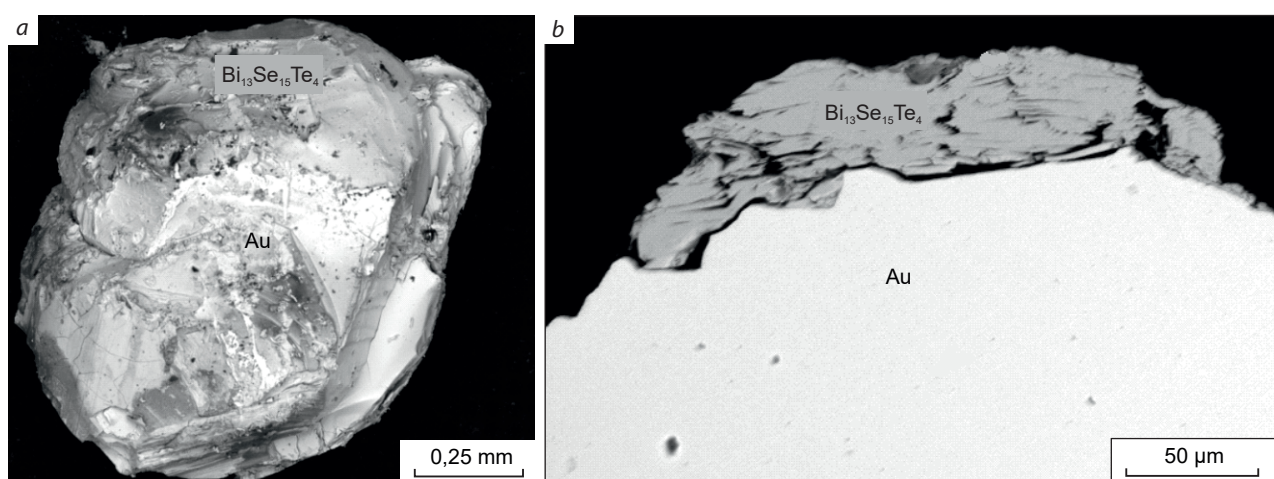


Рис. 6. Высокопробное золото из золотоносной россыпи:

а – включения минеральных фаз висмута, теллура и селена (снято в режиме вторичных электронов); б – срез (снято в режиме обратно рассеянных электронов)

Fig. 6. High-fineness gold from a gold-bearing placer and inclusions of bismuth, tellurium, and selenium mineral phases (a) and its cross-section (b):

а – images taken in secondary electron mode; б – in backscattered electron mode

встречаясь в гидротермальных жилах (преимущественно среднетемпературных). Образует сростки с золотом и другими теллуридами. В составе тетрадимита (табл. 2) присутствуют следы Au, Sb, Pb.

Козалит ($\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$) образует хорошо ограниченные призматические кристаллы, не за-

тронутые процессами физического выветривания (рис. 7). Химический состав (масс. %): Pb – 38,94–39,85; Bi – 42,98–46,16; S – 14,40–15,57. Минерал имеет небольшой дефицит серы относительно идеальных формул при переменных содержаниях Pb и Bi (табл. 1). Очень характерно разложение козалита с

Табл. 2. Состав не идентифицированной минеральной фазы Se-Bi-Te в россыпи Няртаю

Table 2. Composition of the unidentified mineral phase Se-Bi-Te from the Nyartayu placer

№ точки анализа	Химический элемент, масс. %			Сумма	Эмпирическая формула
	Bi	Se	Te		
I/2_1_2	60,46	25,72	11,42	97,60	$\text{Bi}_{13,14}\text{Se}_{14,80}\text{Te}_{4,06}$
I/2_3_1	62,76	26,96	11,71	101,43	$\text{Bi}_{13,10}\text{Se}_{14,90}\text{Te}_{4,00}$
I/2_3_2	63,09	27,27	11,78	102,14	$\text{Bi}_{13,06}\text{Se}_{14,94}\text{Te}_{4,00}$

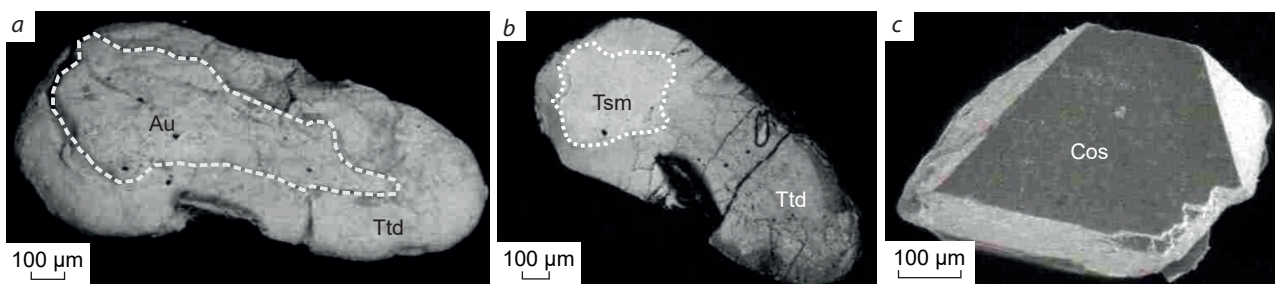


Рис. 7. Минералы Bi и Te:

a – золото (Au) с тетрадимитом (Ttd); *b* – тетрадимит с включением цумоита (Tsm); *c* – козалиит (Cos). Изображения сняты в режиме вторичных (*a*, *b*) и обратно рассеянных (*c*) электронов

Fig. 7. Minerals of Bi and Te:

a – gold (Au) with tetradymite (Ttd); *b* – tetradymite (Ttd) with inclusion of tsumoite (Tsm); *c* – cosalite (Cos). Images were taken in the secondary (*a*, *b*) and backscattered (*c*) electron modes

образованием мельчайших зёрен галенита и самородного висмута. В качестве примеси присутствуют Se и Te, которые замещают S.

Самородный висмут отмечается в сростании с жозеитом-В и хедлейитом и в симплектитовом сростании с золотом (рисунки 3, 8). Одним из интересных аспектов является широко распространённое присутствие в россыпи ассоциации самородных золота и висмута в виде симплектитов, представляющих собой минеральный агрегат червеобразных сростаний с чёткой границей раздела фаз, отвечающей эвтектидной кристаллизации в системе «золото–висмут». Количественное отношение перечисленных компонентов составляет примерно 1:1. Самородный висмут в симплектитах имеет незначительную примесь серебра (табл. 3).

Мальдонит – интерметаллид состава Au_2Bi , встречается в виде реликтов в высокопробном золоте симплектитов. Размер выделений мальдонита колеблется от первых

Табл. 3. Химический состав самородного висмута в симплектите

Table 3. Chemical composition of native bismuth in symplectite

№ пробы	Химический элемент, масс. %		Сумма
	Bi	Ag	
II/2_1_5	97,93	0,37	98,31
II/2_1_6	98,71	0,40	99,11
II/2_1_9	96,10	–	96,10
II/2_1_7	100,10	–	100,10

до 10–15 мкм (рис. 8, *c*, *d*). Данные химических анализов почти точно отвечают формуле Au_2Bi (табл. 4).

Самородное золото в россыпях отличается разнообразием форм, химического состава и минеральных включений. В таблице 5 приведены основные морфологические и типоморфные особенности россыпного золота по

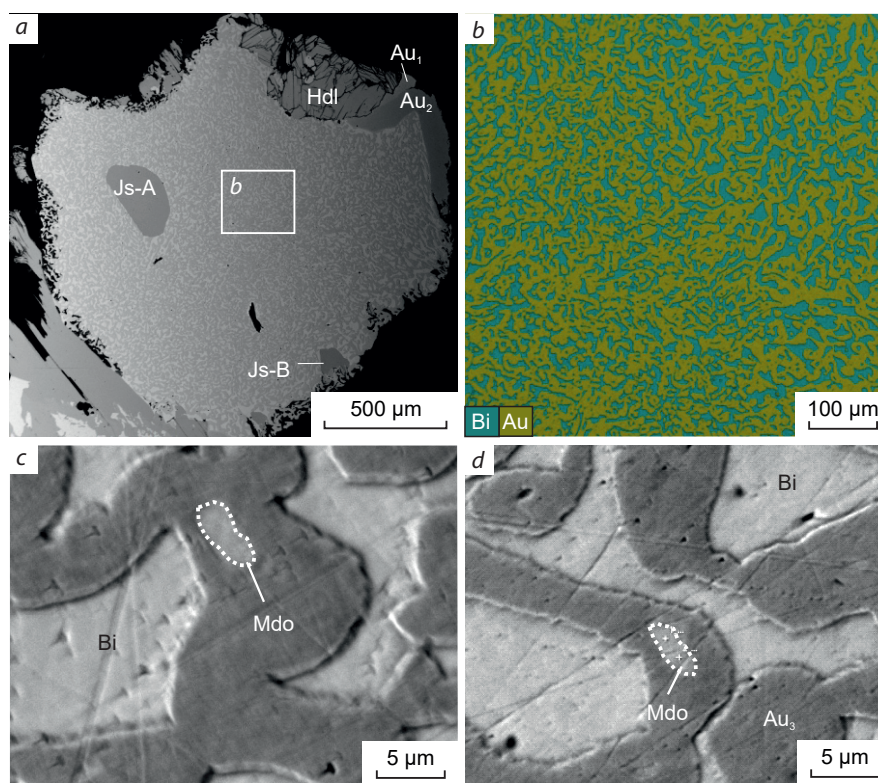


Рис. 8. Симплектиты золота и самородного висмута на контакте с хедлейитом (а), многослойное изображение в характеристическом излучении Bi и Au в симплектите (b), реликтовые участки мальдонита в самородном золоте (с, d):

Au₁ – золото первой генерации; Au₂ – золото второй генерации; Au₃ – золото третьей генерации; Bi – самородный висмут; HdI – хедлейит; Js-A – жозеит-A; Js-B – жозеит-B; Mdo – мальдонит

Fig. 8. Symplectites of gold and native bismuth at the contact with hadleyite (a); multilayer image in the characteristic radiation of Bi and Au in symplectite (b); relict areas of maldonite in native gold (c, d): (a) and its cross-section (b):

Au₁ – first generation gold; Au₂ – second generation gold; Au₃ – third generation gold; Bi – native bismuth; Mdo – maldonite; HdI – hadleyite; Js-A – joseite-A; Js-B – joseite-B

основным крупным водотокам исследуемого района. По всем россыпям преобладает материал средних и крупных классов. Средние по размерам (+1 мм) частицы составляют 42 % при меньшем распространении мелкого (-1+0,25 мм) и крупного (+2 мм) классов. Нередко встречаются самородки.

Поверхность золотин ямчато-ячеистая с включениями слюды, кварца и гидроксидов железа. Окатанность не выше средней. При посткристаллизационных преобразованиях появляются кавернозные структуры выщелачивания, растворения, ровные мелкобугорчатые регенерационные каймы. В золоте из пробы

р. Няртаю гипергенные преобразования проявлены слабо, в виде единичных обособлений, межзерновых прожилков и тонкой коррозионной оболочки [2].

Также золото отмечается в виде микронных включений в самородном серебре, галените, мальдоните. Установлены симплектитовые срастания золота и висмута. По химическому составу и характеру развития выделяются три генерации золота (рис. 3, b; табл. 6). Первая генерация наблюдается в краевой части зерна на контакте с хедлейитом. Содержание Ag в нём составляет 10,05–10,57 масс. %. Золото этого типа имеет высокую и среднюю



Табл. 4. Химический состав мальдонита в высокопробном золоте симплектитов, масс. %

Table 4. Chemical composition of maldonite in high-fineness gold of symplectites

№ образца	Химический состав, масс. %		Сумма	Эмпирическая формула
	Au	Bi		
Au_II/6–2	65,88	34,99	100,87	Au _{1,99} Bi _{1,00}
Au_II/13–1	65,83	36,13	101,96	Au _{1,98} Bi _{1,02}
Au_II/13–2	66,51	35,20	101,71	Au _{2,00} Bi _{0,99}
Au_II/18–2	67,15	36,12	103,27	Au _{1,99} Bi _{1,00}

Табл. 5. Распределение россыпного золота по классам крупности и морфологическим особенностям золоти́н в россыпях крупных водотоков (собственные и ретроспективные материалы)

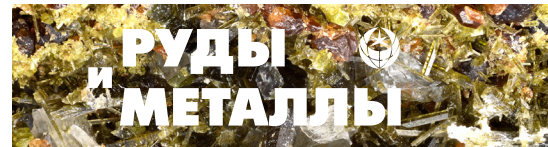
Table 5. Distribution of placer gold by the size classes and morphological features of the gold grains in placers of large watercourses (own and retrospective materials)

Долина	Пробность, ‰	Морфология золота	Примеси в золоте	Содержание золота по классам крупности, %				
				> 5	-5+2	-2+1	-1+0,5	-0,5+0,25
р. Няртаю	877–968 (сред. 900)	Кристаллы, таблички, комочки, дендриты	Cu, As, Te, Ag, Hg, Pb, Bi	11 (само-родки)	19	42	20	8
р. Нестершор	831–989 (сред. 900)	Обломки жильного кварца с золотом. Окатанность различная	Ag, Ti, Hg, Cu, As	81 (самородки)			19	
р. Яроташор	870–950 (сред. 920)	Пластинчатое, лепёшковидное, крючковатое	Ag, Cu, Pb, Bi, Ti	98 (самородки)			2	
р. Золото-Шор	892–948 (сред. 921)	Уплощённые таблички	Ag, Ti, Hg, Cu	+	12	7	31	50,2
р. Хобею	677–998	Пластинчатое, комковидное, кристаллы, дендриты	–	2	18	53		27

Табл. 6. Химический состав золота в ассоциации с висмутовыми минералами, масс. %

Table 6. Chemical composition of gold in association with bismuth minerals, wt. %

№ точки	Метка спектра	Au	Ag	Сумма	Пробность, ‰
II/2_0_1 II/2_1_1	Au ₁ , контакт с хедлейитом	90,87 89,31	10,05 10,57	100,91 99,87	900 894
II/2_1_3	Au ₂ , контакт с симплектитом	96,6	3,06	99,66	969
II/2_1_8 II/2_1_10	Au ₃ в симплектите	98,07 98,61	0,58 0,66	98,65 99,27	994 993



пробность. Золото второй генерации развивается в виде узкой полосы на границе с хедлейитом и симплектитом. Содержание Ag – 3,06 масс. %. Золото весьма высокопробное – 969 ‰. Золото третьей генерации образует симплектитовые сростания с висмутом. Содержание серебра довольно низкое – 0,58–0,66 масс. %.

Обсуждение

Шлиховые потоки и аллювиальные россыпи золота, вынесенные на рис. 1, приурочены к водотокам восточного склона Урала, истоки которых находятся в его осевой части. Все они могут представлять интерес в качестве прямого поискового признака, указывающего на возможность обнаружения здесь золоторудных объектов.

Среди промышленных россыпей золота (р. Няртаю, Хобею) и их притоков выявлены минералы группы тетрадимита, самородные висмут, золото и серебро, при этом сульфиды редки или вообще отсутствуют. Кроме того, в симплектитовых агрегатах висмута и золота обнаружены реликты мальдонита, характерные для золоторудных месторождений [1, 6, 26–28] Восточной Якутии [3] и территории Верхояно-Колымской складчатой области [19]. Мальдонит (Au_2Bi), являясь устойчивым в температурном диапазоне 371–116 °C (рис. 9), при понижении температуры разлагается с образованием золота и висмута [6, 26–29] в виде ветвисто-петельчатой текстуры (симплектита). Указанный процесс представляет собой следствие эвтектической ассоциации в системе Au–Bi (самородный висмут и самородное золото). Несмотря на то, что самородный висмут плавится выше 271,4 °C, система имеет более низкие эвтектические температуры при добавлении компонентов Te и Au [23].

Наряду с простыми ассоциациями (самородный висмут, золото, мальдонит, теллуrowисмутит, хедлейит, цумоит) (рис. 10) в россыпи присутствуют симплектиты золота и висмута и серосодержащие минералы (жозеит-А, жозеит-В, козалиит, цумоит). Среди последних обнаружена неназванная фаза с составом, близким к BiTeS и Bi_3TeS . Всё пере-

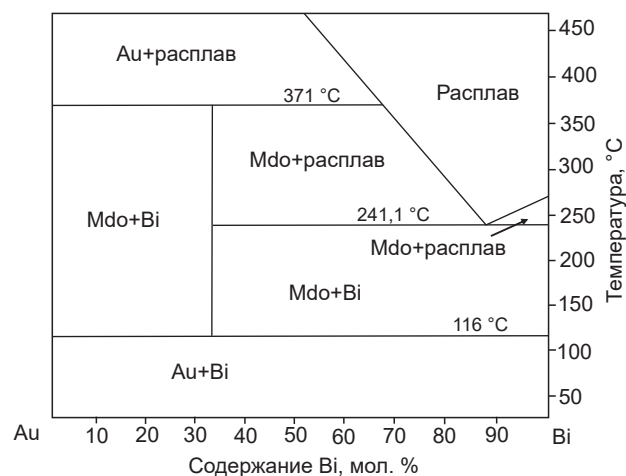


Рис. 9. Бинарная фазовая диаграмма системы Au–Bi [29]: Au – золото, Bi – самородный висмут, Mdo – мальдонит

Fig. 9. Binary phase diagram of the Au–Bi system, after [29]: Au – gold, Bi – native bismuth, Mdo – maldonite

численное свидетельствует о весьма специфических особенностях формирования коренных месторождений, сформировавших россыпи.

В россыпях преобладает среднее и крупное золото, обычно характерное для месторождений золото-кварцевого типа в кварцевых жилах. Химический состав золота варьирует от 831 до 989 ‰, свидетельствуя о небольших диапазонах вариаций. Низкая дисперсия пробности обычно характерна для месторождений, образовавшихся в стабильных, термостатированных условиях больших и средних глубин. Аналогичные условия возникают в контактовых ореолах гранитоидных массивов, в рудах с тонкодисперсным золотом, где пробность повышается равномерно и на больших участках, при этом дисперсия пробности остаётся также низкой [12]. Формы золотин (преимущественно в виде уплотнённых табличек, кристаллов и сростков) указывают на их рост в пустотах или возникновение в результате метасоматической перекристаллизации [13]. Трещинные выделения (гемидиоморфные частицы) довольно редкие. По наблюдениям [2], в россыпи Нестершор много золотин с коррозионной оболочкой, возможно образованных в результате

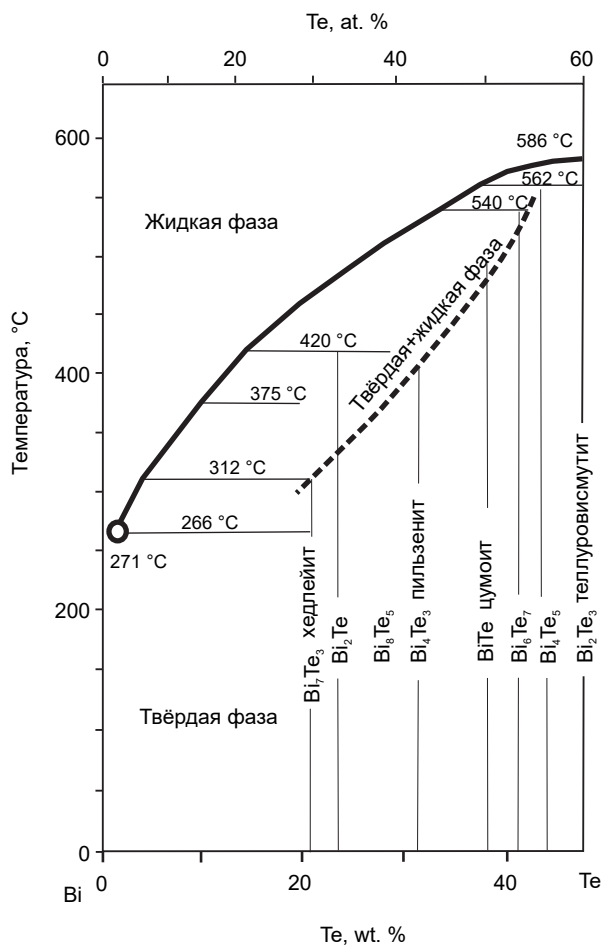


Рис. 10. Фазовая диаграмма системы Bi–Te [25]

Fig. 10. Phase diagram of the Bi–Te system, after [25]

переотложения из кор выветривания. Наличие узких кайм облагораживания в россыпном золоте (когда не известен его источник) свидетельствует о низком содержании сульфидов в коренном источнике, формирующем россыпь [13].

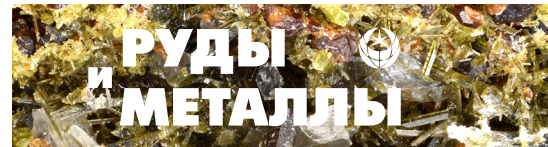
Морфологические особенности золота, минеральное разнообразие теллуридов и сульфотеллуридов висмута в россыпях Няртау и Хобею свидетельствуют о вероятной связи с магматизмом. Подобная связь с гранитами широко проявлена в пределах Сихотэ-Алиня, Забайкалья, на Северо-Востоке России, в Якутии, на Урале (месторождения Криничное, Болотистое, Малиновское, Мякитское, Порожистое, Чистое, Светлинское, Кочкарское и др.). Все перечисленные месторождения яв-

ляются золото-теллуридными, экономически выгодными.

На рассматриваемой территории Приполярного Урала истоки крупных рек, уже принадлежащие к бассейну реки Оби, расположены на месте выходов гранитных массивов, развитых вдоль западного обрамления Хобейского антиклинория. Есть представление, что сближенные Сальнерский и Няртинский массивы представляют собой выходы на поверхность апикальных частей единого крупного, не полностью вскрытого эрозией интрузива. Контакты интрузивные, рвущие, с мощными (до 300 м) экзоконтактовыми зонами гранитизации, мигматизации, окварцевания, ороговикования. Также отмечены слабо проявленные зоны грейзенообразования [4]. Вблизи гранитных массивов породы пуйвинской свиты (RF₂pv) ороговикованы, местами тонко инъецированы гранитами, образуя довольно мощные мигматитовые оторочки с появлением граната. Контакт с габброидами парнукского комплекса сопровождается многочисленными ксенолитами последних в гранитах и явлениями гибризма.

Итак, можно предположить, что источниками золота россыпей могут быть магматогенно-гидротермальные месторождения [8], подобные золото-теллуридным месторождениям Быньговское, Кочкарское, Светлинское. Такие месторождения, генетически и парагенетически связанные с интрузиями гранитов, были сформированы в связи с ними в эпоху, близкую к становлению самих интрузий.

По формационной принадлежности рассматривается весьма широкий спектр формационных типов, среди которых наиболее типичными представителями являются золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая формации. На западном склоне Приполярного Урала в 80-х годах прошлого столетия в составе Росомахинского золоторудного узла открыты проявления золота указанного типа – Синильга, Пологое и Сюразьружьовж, расположенные как в теле Народинской гранитной интрузии сальнерско-маньхамбовского комплекса, так и в её экзоконтактах в тёмно-серых углеродсодержащих серицит-кварцевых сланцах пуйвинской свиты. Гипогенные



минералы жил рудопроявлений представлены галенитом и пиритом, в незначительных количествах – арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом и сфалеритом. Размер выделений золота 0,1–3,5 мм, содержание достигает 50 г/т на Синильге и 360,9 г/т на рудопроявлении Пологое. Пробность золота 890–937 ‰ с примесями в золоте Ag (6,2–10,6 ‰), Cu (0,02–0,13 ‰). Рудопроявления рассматриваются в качестве представителей основного россыпеобразующего типа оруденения. В целом режим формирования руд указанных золотопроявлений недостаточно изучен и не отвечает современному уровню генетических построений.

Приведённый пример показывает, что особый интерес должны представлять области, приуроченные к контактовым частям гранитоидных массивов. Это могут быть прожилково-жильные зоны, размещённые в роговиках в области эндоконтактов или в грейзенизированных гранитах. В пользу высказанного предположения свидетельствует выявление в обломке лейкократовых гранитов густой вкрапленности пирита с единичными выделениями Вi-галенита ($\text{Bi} > 0,01 \%$, $\text{Pb} - 0,015 \%$, $\text{Ag} - 5 \text{ г/т}$ [4]). Рудные тела представлены малосульфидными кварцевыми жилами с характерным набором рудной Au-Ag-Te-Bi минеральной ассоциации. Глубины их формирования оцениваются как близповерхностные (до 1–1,5 км) [11, 15]. Золото, как правило, средней–высокой пробности, размером до 2 мм, встречается в виде кристаллов, обычно заключённых в нерудных минералах (кварце, карбонате) или в сростках с висмутом и теллуридами. Следует добавить, что в россыпях была встречена не диагностированная минеральная фаза ($\text{Bi}_{13}\text{Se}_{15}\text{Te}_4$), образующая сростания с золотом. Наличие Se характерно для золото-серебряных месторождений, что находит своё подтверждение в появлении в россыпях неокатанных мелких частиц и самородков серебра [11]. Обычно содержание Te также возрастает от золото-кварцевых к золото-серебряным месторождениям [16].

Последующий (среднекаменноугольно-раннетриасовый, или «коллизийный») этап яв-

ляется также продуктивным и совпадает со временем формирования жильного кварца и горного хрусталя месторождений Нестершор и Ярота. В этот период оруденелые породы подверглись региональному метаморфизму и интенсивной проработке пород гидротермами, что привело к возникновению многочисленных кварцевых жил [7, 10, 17, 18, 21, 22]. Синхронный гидротермальный процесс протекал и на оруденении Au-Ag-Te-Bi минерального типа, в контактах интрузивных тел, с тем лишь важным отличием, что здесь процессы гидротермального изменения накладывались на оруденелые породы, уже содержавшие золото, что привело к его регенерации и переотложению.

Итак, на территории ожидается открытие золоторудных объектов, генетически связанных с интрузиями сальнерско-маньхамбовского комплекса, что даёт основание считать время их образования поздневендско-раннекембрийским. Завершение формирования жил приходится на среднекаменноугольно-раннетриасовый период (около 250 млн лет). При большом разнообразии жил различной формационной принадлежности, развитых на площади шлихосбора, важнейшим из поисковых методов становится геохимический (золотометрический) с анализом проб на золото, так как поиски золотого оруденения мало сопровождаются сульфидами. В принципе золотометрическая изученность в золотоносных районах, даже с поверхности, до сих пор остаётся крайне низкой во всех районах Севера Урала.

Выводы

В аллювии крупных рек Няртаю и Хобею известны промышленные россыпи золота, коренной источник которого не обнаружен. Проведённые исследования позволили установить в россыпи редкие минералы группы тетрадимита, Вi-Au интерметаллид (мальдонит), сульфотеллуриды висмута (жозеит-А и жозеит-Б, цумоит), самородные висмут, серебро; при этом сульфиды крайне редки или вообще отсутствуют. Формирование россыпной золотоносности на данной территории,



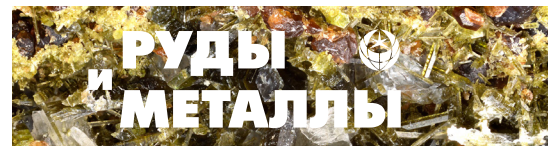
вероятнее всего, происходило за счёт оруденений докембрийского возраста, являющихся ложем выявленных россыпей. Источником золота для россыпей может служить оруденение, генетически связанное с интрузиями, включающее несколько продуктивных стадий рудообразования. Ранний магматогенно-гидротермальный этап парагенетически связан с орогенными гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса. По формационной принадлежности оруденение относится к золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой

формациям, Au-Ag-Te-Bi минеральному типу. В эпоху позднепалеозойской коллизии сформировался регенерированный малосульфидный золото-кварцевый минеральный тип.

Исследования выполнены по теме госзадания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Фундаментальные проблемы минералогии и минералообразования, минералы как индикаторы петро- и рудогенеза, минералогия рудных районов и месторождений Тимано-Североуральского региона и арктических территорий» № 122040600009-2.

Список литературы

1. Айриянц Е. В., Беянин Д. К., Жмодик С. М., Иванов П. О., Киселева О. Н. Золото-редкометалльная минерализация россыпного месторождения Мокрундя (Арктическая Сибирь, Республика Саха (Якутия)) // Геология и геофизика. – 2023. – Т. 64, № 2. – С. 192–211. – doi: 10.2113/RGG20214390.
2. Богуславский М. А., Худяков С. О. Характеристика самородного золота Косьюмнерского россыпного месторождения (Приполярный Урал) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2018. – № 5. – С. 24–30. – doi: 10.32454/0016-7762-2018-5-24-30.
3. Гамянин Г. Н., Некрасов И. Я., Самусиков В. П. Мальдонит из золоторудных проявлений Восточной Якутии // Минералогический журнал. – 1986. – Т. 8, № 3. – С. 65–71.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXXVI (Лорцемпея). Объяснительная записка. – М. : Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2023.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXXI (Щекурья). Объяснительная записка. – М. : Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2023.
6. Гребенникова А. А., Саядян Г. Р., Шлыков С. А. Новые данные по минералогии золоторудного месторождения Пасечное (Южный Сихотэ-Алинь, Россия) // Записки Российского минералогического общества. – 2021. – Т. 150, № 2. – С. 28–41. – doi: 10.31857/S0869605521020064.
7. Кузнецов С. К. Жильный кварц Приполярного Урала. – СПб. : Наука, 1998. – 204 с.
8. Кучеренко И. В. Магматогенные геолого-генетические концепции образования гидротермальных месторождений золота: факты и аргументы // Вестник Томского государственного университета. – 2014. – № 386. – С. 214–222. – doi: 10.17223/15617793/386/36.
9. Майорова Т. П., Кузнецов С. К., Филиппов В. Н. Первая находка самородного серебра в золотоносных россыпях Приполярного Урала // Доклады Академии Наук. – 2019. – Т. 486, № 6. – С. 714–717. – doi: 10.31857/S0869-56524866714-717.
10. Майорова Т. П., Сокерина Н. В. Кварцевожильная минерализация одного из золотороссыпных районов Ляпинского антиклинория (восточный склон Приполярного Урала) // XXIV Всероссийская научная конференция «Уральская минералогическая школа – 2018». Сборник статей... – Екатеринбург : ООО Универсальная типография «Альфа Принт», 2018. – С. 103–107.
11. Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М. : Недра, 1988. – 286 с.
12. Николаева Л. А. Методическое руководство по изучению самородного золота при геологоразведочных работах. – М. : ЦНИГРИ, 1985. – 24 с.
13. Николаева Л. А., Яблокова С. В. Типоморфные особенности самородного золота и их исполь-

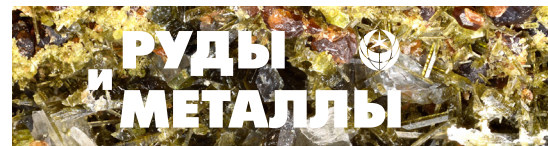


- зование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. – 2007. – № 6. – С. 41–57.
14. Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 273 с.
15. Петровская Н. В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М. : Наука, 1973. – 347 с.
16. Савва Н. Е., Пальянова Г. А., Бянкин М. А. К проблеме генезиса сульфидов и селенидов золота и серебра на месторождении Купол (Чукотка, Россия) // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 5. – С. 597–609.
17. Сокерина Н. В., Майорова Т. П., Исаенко С. И. Условия формирования кварцевых жил Яроташорской площади (Приполярный Урал) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2018). – Сыктывкар : ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2018. – С. 200–201.
18. Сокерина Н. В., Майорова Т. П., Шанина С. Н., Исаенко С. И. Флюидный режим образования кварцевых жил Яроташорской золотороссыпной площади (Приполярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 8. – С. 20–25. – doi: 10.19110/2221-1381-2018-8-20-25.
19. Соломенцева Л. А. Мальдонит в золоторудных проявлениях юго-восточной части Яно-Колымского золотоносного пояса // Минералогия во всем пространстве сего слова : международная научная конференция Годичное собрание РМО 2014. – СПб. : ЛЕМА, 2014. – С. 147–149.
20. Спиридонов Э. М., Соколова Н. Ф., Шумкова Н. Г. Новые типы минеральных ассоциаций самородного золота Северо-Казахстанской провинции // Минералогия золота. – Владивосток : Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974. – С. 22–24.
21. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В., Швецова И. В., Козырева И. В., Шулепова А. Н., Терешко В. В., Андреичев В. Л., Гареев Э. З., Ефанова Л. И., Никулова Н. Ю., Казачкин М. Ю., Белоголова Т. И., Иванова Т. И., Котельникова Е. А., Махлаев Л. В., Опаренкова Л. И., Пыстин А. М., Силаев В. И., Филиппов В. Н. Геохимия древних толщ Севера Урала. – Сыктывкар : Геопринт, 2002. – 333 с.
22. Юдович Я. Э., Андреичев В. Л., Мерц А. В., Кетрис М. П. Новые данные о возрасте метаморфизма доуралид Приполярного Урала // Магматические и метаморфические комплексы Севера Урала / Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. – 1995. – Вып. 87. – С. 52–67.
23. Ciobanu C. L., Cook N. J., Spry P. G. Preface – Special Issue: Telluride and selenide minerals in gold deposits – how and why? // Mineralogy and Petrology. – 2006. – V. 87. – P. 163–169. – doi: 10.1007/s00710-006-0133-9.
24. Mayorova T., Kuznetsov S. Native gold paragenesis with bismuth and tellurium minerals in Subpolar Ural placers (Russia) // 17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2017. – V. 17, Is. 11. – P. 359–366. – doi: 10.5593/sgem2017/11/S01.046.
25. Okamoto H., Tanner L. E. Bi-Te (bismuth–tellurium) // Binary Alloy Phase Diagrams / Massalski T. B., Okamoto H. (Eds.). – Materials Park, Ohio: ASM International, 1990. – P. 800–801.
26. Tooth B., Brugger J., Ciobanu C. L., Liu W. Modeling of gold scavenging by bismuth melts coexisting with hydrothermal fluids // Geology. – 2008. – V. 36. – P. 815–818. – doi: 10.1130/G25093A.1.
27. Tooth B., Ciobanu C. L., Green L., O'Neill B., Brugger J. Bi-melt formation and gold scavenging from hydrothermal fluids: An experimental study // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2011. – V. 75. – P. 5423–5443. – doi: 10.1016/j.gca.2011.07.020.
28. Tooth B., Etschmann B., Pokrovski G. S., Testemale D., Hazemann J., Grundler P. V., Brugger J. Bismuth speciation in hydrothermal fluids: an X-ray absorption spectroscopy and solubility study // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2013. – V. 101. – P. 156–172. – doi: 10.1016/j.gca.2012.10.020.
29. Zhou H., Suna X., Fub Y., Linb H., Jiang L. Mineralogy and mineral chemistry of Bi-minerals: Constraints on ore genesis of the Beiya giant porphyry-skarn gold deposit, southwestern China // Ore Geology Reviews. – 2016. – V. 79. – P. 408–424. – doi: 10.1016/j.oregeorev.2016.06.008.



References

1. Airiyants E. V., Belyanin D. K., Zhmodik S. M., Ivanov P. O., Kiseleva O. N. Zoloto-redkometall'naya mineralizatsiya rossypnogo mestorozhdeniya Mokrundya (Arkticheskaya Sibir', Respublika Sakha (Yakutiya)) [Gold-rare metal mineralization of the Mokrundya placer deposit (Arctic Siberia, Republic of Sakha (Yakutia))], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2023, Vol. 64, No 2, pp. 192–211. (In Russ.) DOI: 10.2113/RGG20214390.
2. Boguslavsky M. A., Khudyakov S. O. Kharakteristika samorodnogo zolota Kos'yumnerskogo rossypnogo mestorozhdeniya (Pripolyarnyi Ural) [Characteristics of native gold of the Kosyumner placer deposit (Polar Urals)], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka* [Proceedings of higher educational establishments. Geology and Exploration], 2018, No 5, pp. 24–30. (In Russ.) DOI: 10.32454/0016-7762-2018-5-24-30.
3. Gamyanin G. N., Nekrasov I. Ya., Samusikov V. P. Mal'donit iz zolotorudnykh proyavlenii Vostochnoi Yakutii [Maldonite from gold ore occurrences of Eastern Yakutia], *Mineralogicheskii zhurnal* [Mineralogical Journal], 1986, Vol. 8, No 3, pp. 65–71. (In Russ.)
4. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Severo-Ural'skaya. List Q-40-XXXVI (Lortsempeya). Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200,000, 2nd ed., North Ural Series, Sheet Q-40-XXXVI (Lortsempeya), Explanatory Note], Moscow, Moscow Branch of the Federal State Budgetary Institution VSEGEI Publ., 2023.
5. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii masshtaba 1 : 200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Severo-Ural'skaya. List Q-41-XXXI (Shchekur'ya). Ob'yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200,000, 2nd ed., North Ural Series, Sheet Q-41-XXXI (Shchekurya), Explanatory Note], Moscow, Moscow Branch of the Federal State Budgetary Institution VSEGEI Publ., 2023.
6. Grebennikova A. A., Sayadyan G. R., Shlykov S. A. Novye dannye po mineralogii zolotorudnogo mestorozhdeniya Pasechnoe (Yuzhnyi Sikhoteh-Alin', Rossiya) [New data on the mineralogy of the Pasechnoye gold deposit (Southern Sikhote-Alin', Russia)], *Zapiski RMO* [Proceedings of the Russian Mineralogical Society], 2021, Vol. 150, No 2, pp. 28–41. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0869605521020064.
7. Kuznetsov S. K. Zhil'nyi kvarts Pripolyarnogo Urala [Vein quartz of the Subpolar Urals], St. Petersburg, Nauka Publ., 1998, 204 p.
8. Kucherenko I. V. Magmatogennyye geologo-geneticheskie kontseptsii obrazovaniya gidrotermal'nykh mestorozhdenii zolota: fakty i argumenty [Magmatogenic geological and genetic concepts of the formation of hydrothermal gold deposits: facts and arguments], *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta* [Tomsk State University Journal], 2014, No 386, pp. 214–222. (In Russ.) DOI: 10.17223/15617793/386/36.
9. Mayorova T. P., Kuznetsov S. K., Filippov V. N. Pervaya nakhodka samorodnogo serebra v zolotonosnykh rossypyakh Pripolyarnogo Urala [The first find of native silver in gold placers of the Subpolar Urals], *Doklady Akademii Nauk* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences], 2019, Vol. 486, No 6, pp. 714–717. (In Russ.) DOI: 10.31857/S0869-56524866714-717.
10. Mayorova T. P., Sokerina N. V. Kvartsevozhil'naya mineralizatsiya odnogo iz zolotorossypnykh raionov Lyapinskogo antiklinoriya (vostochnyi sklon Pripolyarnogo Urala) [Quartz-vein mineralization of one of the gold placer regions of the Lyapinsky anticlinorium (eastern slope of the Subpolar Urals)]. In: XXIV Vserossiiskaya nauchnaya konferentsiya «Ural'skaya mineralogicheskaya shkola – 2018». Sbornik statei [XXIV All-Russian scientific conference “Ural mineralogical school, 2018”, Collection of articles], Ekaterinburg, Alfa Print Publ., 2018, pp. 103–107.
11. Nekrasov E. M. Zarubezhnye ehndogennyye mestorozhdeniya zolota [Foreign endogenous gold deposits], Moscow, Nedra Publ., 1988, 286 p.
12. Nikolaeva L. A. Metodicheskoe rukovodstvo po izucheniyu samorodnogo zolota pri geologorazvedochnykh rabotakh [Methodological guide for the study of native gold in geological exploration], Moscow, TsNIGRI Publ., 1985, 24 p.
13. Nikolaeva L. A., Yablokova S. V. Tipomorfnye osobennosti samorodnogo zolota i ikh ispol'zovanie pri geologorazvedochnykh rabotakh [Typomorphic features of native gold and their use in geological exploration], *Rudy i metally* [Ores and Metals], 2007, No 6, pp. 41–57. (In Russ.)



14. Osnovnye cherty geologicheskogo stroeniya i mineral'no-syr'evoi potentsial Severnogo, Pripolyarnogo i Polyarnogo Urala [Main features of the geological structure and mineral resource potential of the Northern, Subpolar and Polar Urals], St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2010, 273 p.
15. Petrovskaya N. V. Samorodnoe zoloto (obshchaya kharakteristika, tipomorfizm, voprosy genezisa) [Native gold (general characteristics, typomorphism, issues of genesis)], Moscow, Nauka Publ., 1973, 347 p.
16. Savva N. E., Pal'yanova G. A., Byankin M. A. K probleme genezisa sul'fidov i selenidov zolota i serebra na mestorozhdenii Kupol (Chukotka, Rossiya) [On the problem of genesis of gold and silver sulfides and selenides at the Kupol deposit (Chukotka, Russia)], *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2012, Vol. 53, No 5, pp. 597–609. (In Russ.)
17. Sokerina N. V., Mayorova T. P., Isaenko S. I. Usloviya formirovaniya kvartsevykh zhil Yarotashorskoi ploshchadi (Pripolyarnyi Ural) [Conditions of formation of quartz veins of the Yarotashor area (Subpolar Urals)]. In: *Sovremennye problemy teoreticheskoi, ehksperimental'noi i prikladnoi mineralogii* (Yushkinskie chteniya – 2018) [Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin readings, 2018)], Syktyvkar, IG Komi SC UB RAS Publ., 2018, pp. 200–201.
18. Sokerina N. V., Mayorova T. P., Shanina S. N., Isaenko S. I. Flyuidnyi rezhim obrazovaniya kvartsevykh zhil Yarotashorskoi zolotorossypnoi ploshchadi (Pripolyarnyi Ural) [Fluid regime of formation of quartz veins of the Yarotashor gold placer area (Subpolar Urals)], *Vestnik IG Komi NTs UrO RAN* [Vestnik of the Institute of Geology of the Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences], 2018, No 8, pp. 20–25. (In Russ.) DOI: 10.19110/2221-1381-2018-8-20-25.
19. Solomentseva L. A. Mal'donit v zolotorudnykh proyavleniyakh yugo-vostochnoi chasti Yano-Kolym'skogo zolotonosnogo poyasa [Maldonite in gold ore occurrences of the southeastern part of the Yana-Kolyma gold-bearing belt]. In: *Mineralogiya vo vsem prostranstve s ego slova: mezhdunarodnaya nauchnaya konferentsiya Godichnoe sobranie RMO 2014* [Mineralogy Throughout the World: international scientific conference “Annual meeting of the Russian Mineralogical Society 2014”], St. Petersburg, LEMA Publ., 2014, pp. 147–149.
20. Spiridonov E. M., Sokolova N. F., Shumkova N. G. Novye tipy mineral'nykh assotsiatsii samorodnogo zolota Severo-Kazakhstanskoi provintsii [New types of mineral associations of native gold of the North Kazakhstan province]. In: *Mineralogiya zolota* [Mineralogy of gold], Vladivostok, FESC AN USSR Publ., 1974, pp. 22–24.
21. Yudovich Ya. E., Ketris M. P., Merts A. V., Shvetsova I. V., Kozyreva I. V., Shulepova A. N., Tereshko V. V., Andreichev V. L., Gareev E. Z., Efanova L. I., Nikulova N. Yu., Kazachkin M. Yu., Belogolova T. I., Ivanova T. I., Kotelnikova E. A., Makhlaev L. V., Oparenkova L. I., Pystin A. M., Silaev V. I., Filippov V. N. Geokhimiya drevnikh tolshch Severa Urala [Geochemistry of ancient strata of the North of the Urals], Syktyvkar, Geoprint Publ., 2002, 333 p.
22. Yudovich Ya. E., Andreichev V. L., Merts A. V., Ketris M. P. Novye dannye o vozraste metamorfizma douralid Pripolyarnogo Urala [New data on the age of metamorphism of pre-Uralides in the Subpolar Urals]. In: *Magmaticheskie i metamorficheskie kompleksy Severa Urala* [Magmatic and metamorphic complexes of the Northern Urals], Trudy Instituta geologii Komi NTs UrO RAN [Proceedings of the Institute of Geology of the Komi SC UB RAS], 1995, Issue 87, pp. 52–67. (In Russ.)
23. Ciobanu C. L., Cook N. J., Spry P. G. Preface, Special Issue: Telluride and selenide minerals in gold deposits, how and why?, *Mineral. and Petrol.*, 2006, Vol. 87, pp. 163–169. DOI: 10.1007/s00710-006-0133-9.
24. Mayorova T., Kuznetsov S. Native gold paragenesis with bismuth and tellurium minerals in Subpolar Ural placers (Russia). In: 17th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2017, Vol. 17, Issue 11, pp. 359–366. DOI: 10.5593/sgem2017/11/S01.046.
25. Okamoto H., Tanner L. E. Bi-Te (bismuth-tellurium). In: *Binary Alloy Phase Diagrams*, Massalski T. B., Okamoto H. (Eds.), Materials Park, Ohio, ASM International Publ., 1990, pp. 800–801.
26. Tooth B., Brugger J., Ciobanu C. L., Liu W. Modeling of gold scavenging by bismuth melts coexis-

- ting with hydrothermal fluids, *Geology*, 2008, Vol. 36, pp. 815–818. DOI: 10.1130/G25093A.1.
27. Tooth B., Ciobanu C. L., Green L., O'Neill B., Brugger J. Bi-melt formation and gold scavenging from hydrothermal fluids: An experimental study, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2011, Vol. 75, pp. 5423–5443. DOI: 10.1016/j.gca.2011.07.020.
28. Tooth B., Etschmann B., Pokrovski G. S., Testemale D., Hazemann J., Grundler P. V., Brugger J. Bismuth speciation in hydrothermal fluids: an X-ray absorption spectroscopy and solubility study, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2013, Vol. 101, pp. 156–172. DOI: 10.1016/j.gca.2012.10.020.
29. Zhou H., Suna X., Fub Y., Linb H., Jiang L. Mineralogy and mineral chemistry of Bi-minerals: Constraints on ore genesis of the Beiya giant porphyry-skarn gold deposit, southwestern China, *Ore Geol. Rev.*, 2016, Vol. 79, pp. 408–424. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.06.008.

Ефанова Людмила Ивановна

кандидат геолого-минералогических наук, старший геолог

Пархачева Ксения Геннадьевна

младший научный сотрудник

Макеев Борис Александрович (makboris@mail.ru)

кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник

Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук, г. Сыктывкар, Россия

Ludmila Ivanovna Efanova

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Geologist

Kseniya Gennadievna Parkhacheva

Junior Researcher

Boris Aleksandrovich Makeev (makboris@mail.ru)

Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Researcher

Acad. N. P. Yushkin Institute of Geology, Komi Research Center, UB RAS, Syktывkar, Russia



НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

«Редкая» новинка среди книг

А «rare» new book

Накануне 2026 года вышла в свет новая монография – «Рудоносность кор выветривания карбонатитов» (М. : ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2025. – 391 с.).

Редкие элементы прочно связаны с корами выветривания карбонатитов, которые являются главным их источником. Новая монография «Рудоносность кор выветривания карбонатитов» издана в серии методических руководств усилиями Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) благодаря финансовой поддержке Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) и Межрегионального центра по геологической картографии (ГЕОКАРТ). В подготовке этого фундаментального труда принимали участие также два института Российской академии наук – Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН, г. Якутск) и Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), в которых наряду с ИМГРЭ в последние годы проводились интенсивные исследования пород и руд ультраосновных щелочных пород, в частности Томторского массива. Главный редактор серии и ответственный редактор монографии – И. Н. Межеловский, редакционную коллегию выпуска возглавили В. А. Килипко и И. Н. Межеловский. Авторы книги – А. В. Лапин (отв. исполнитель) и А. В. Толстов.

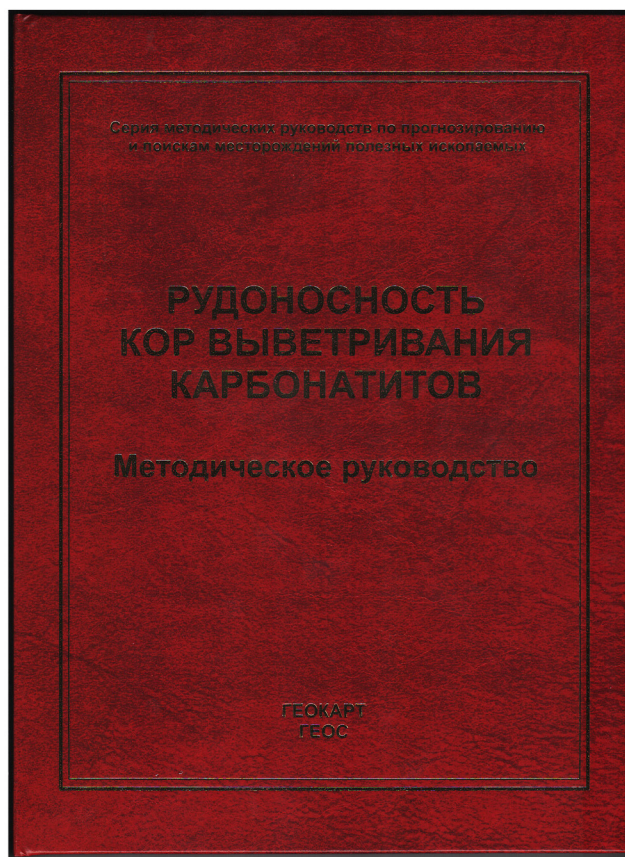
В 1995 году в издательстве «Наука» вышла первая монография из этой серии авторов А. В. Лапина и А. В. Толстова – «Месторождения кор выветривания». Она по сей день имеет широкую популярность, поскольку, согласно РИНЦ, по состоянию на конец 2025 года она была процитирована в научных публикациях более 70 раз. Пятнадцать лет спустя вышла ещё одна

монография – под названием «Минерогения кор выветривания карбонатитов», которая на сегодняшний день также, согласно РИНЦ, имеет уже более 55 цитирований в научных работах. Но время неумолимо меняет устоявшиеся каноны, обновляются методы лабораторных исследований, а также геополитическая обстановка. Настало время новой монографии, и вот она появилась.

В новой книге убедительно обоснована необходимость выделения кор выветривания карбонатитов в качестве особой экзогенной рудной формации, которая имеет самостоятельное минерогеническое значение и является одним из главных перспективных источников редкометалльного сырья. Актуальность появления этого издания обусловлена чрезвычайной востребованностью главных рудных компонентов кор выветривания карбонатитов – редких элементов – в мировой экономике. Быстрое развитие технологий привело к ускоренному росту редкоземельной отрасли за последние 40 лет: в 1980 г. в мире производилось 25 тыс. т редких земель, в 1994 г. – 64,5 тыс. т, а в 2021 г. – уже 280 тыс. т. Наконец, в 2022 г. мировое производство редких земель достигло 300 тыс. т (+35 % к предыдущему году).

Лидирующие позиции в производстве редких земель сегодня занимает Китай благодаря открытию более 40 лет назад и освоению крупнейшего в мире месторождения Баян-Обо с запасами редкоземельных оксидов 36 млн т. США, несмотря на сравнительно скромные запасы редких земель, занимают второе место в мире по





УДК 551; 553.21; 553.24
ББК 26.323

Рудоносность кор выветривания карбонатитов: Метод. руководство. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2025. – 391 с. (РОСНЕДРА, ГЕОКАРТ)
ISBN 978-5-89118-904-1

В работе обоснована необходимость выделения кор выветривания карбонатитов в качестве особой экзогенной рудной формации, которая имеет самостоятельное минерагеническое значение и является одним из главных перспективных источников редкометалльного сырья. Приведена характеристика главных месторождений кор выветривания карбонатитов России и мира и выполнено структурирование этой экзогенной рудной формации. Выявлены и изучены эффективные рудоцентрирующие механизмы, действующие в этой экзогенной геохимической системе и определяющие исключительно высокую продуктивность данной рудной формации. Рассмотрены особенности методики прогнозирования поисков, картирования и оценки месторождений кор выветривания карбонатитов.

Для широкого круга специалистов по геологическому картированию, металлогении и геохимии полезных ископаемых, студентов старших курсов вузов геологического профиля и аспирантов.

Серия методических руководств по прогнозированию и поискам
месторождений полезных ископаемых при региональном геологическом изучении недр

Главный редактор серии
И.Н. Межезовский

Ответственный редактор:
И.Н. Межезовский

Редакционная коллегия выпуска:
В.А. Кипитов, И.Н. Межезовский,

Авторы:
А.В. Латин (отв. исполнитель), А.В. Толстов,
при участии: В.В. Пшонко, Л.Н. Чесиковой, Т.И. Сорокиной

ISBN 978-5-89118-904-1

© ГЕОКАРТ, 2025
© Авторы, 2025

их производству благодаря разработке месторождения Маунтин-Пасс. В целом же мировой рынок редких земель в последние годы демонстрирует значительное увеличение объёма продаж. За шесть месяцев 2022 г. по отношению к аналогичному периоду 2021 г. аналитики MetalResearch оценили прирост объёма продаж на рынке редкоземельных металлов в 60,3 % – до уровня 1 535 131 тыс. долл. США. Среди стран-поставщиков на мировом рынке редкоземельных металлов, по оценке MetalResearch, во II квартале 2022 г. на первые места вышли Китай с долей 28,53 %, Малайзия с 26,03 % и США с 20,67 %.

На этом фоне в начале тысячелетия самое богатое в мире редкоземельное месторождение Маунт-Вельд (Австралия) вступило в конкуренцию с китайским месторождением Баян-Обо за лидерство на мировом рынке редких земель. Не остаётся в стороне и Россия, оказавшаяся в эпицентре беспрецедентных санкций Запада. В 2016 г. в России началась

эксплуатация Ковдорского апатит-франколитового месторождения – одного из первых в мире разрабатываемых месторождений этого типа.

За последние десятилетия в России и за рубежом открыт ряд новых месторождений кор выветривания карбонатитов. Среди них есть такие, которые не только значительно превосходят по своим параметрам известные разрабатываемые редкометалльные месторождения этой формации, но и расширяют существующие представления о характере рудоносности и сырьевом потенциале кор выветривания карбонатитов. К подобным объектам относится Томторское месторождение ультрабогатых комплексных редкометалльных руд на северо-западе Якутии, выходящее за рамки существующих представлений о рудоносности кор выветривания карбонатитов по уровню концентраций главных редкометалльных рудных компонентов (Nb, TR, Y, Sc) и широкому спектру попутных компонентов (Ti, V, P, Al и др.).



Объяснение природы этой геохимической аномалии, предложенное ранее авторами рассматриваемой монографии, заключается в более сложной истории формирования зоны гипергенеза и суммировании рудоконцентрирующих эффектов двух этапов – окислительного этапа поверхностного выветривания и эпигенетического восстановительного этапа. Сейчас оно получило дополнительные аргументы и детально рассматривается в новой монографии.

Также на страницах издания приведена детальная характеристика главных месторождений кор выветривания карбонатитов в России и мире, что позволило впервые в полном объёме выполнить структурирование этой экзогенной рудной формации. Авторами выявлены и детально охарактеризованы эффективные рудоконцентрирующие механизмы, действующие в этой экзогенной геохимической системе и определяющие исключительно высокую продуктивность данной рудной формации. Кроме того, авторы рассмотрели особенности методики прогнозирования поисков, картирования и оценки месторождений кор выветривания карбонатитов, благодаря чему данная монография справедливо представляет собой именно методическое руководство. Оно предназначено для широкого круга специалистов по геологическому картированию, металлогении и геохимии полезных ископаемых, студентов старших курсов вузов геологического профиля и аспирантов, а также может быть весьма полезно и для специалистов геологического профиля, перед которыми встанут проблемы прогнозирования новых месторождений в труднодоступных регионах Азии, Африки и Латинской Америки. Несомненно, в этих частях света могут быть выявлены уникальные объекты, сопоставимые с лидерами, подобные Томтору, Араше, Баян-Обо и Маунт-Вельду.

Отдельные разделы книги посвящены общему анализу проблемы рудоносности кор выветривания карбонатитов и разработке на этой основе генетической классификации месторождений, главные критерии которой – особенности состава и рудоносности первич-

ного карбонатитового субстрата и условий гипергенного минералообразования. Глава 20 монографии содержит анализ новых тенденций в проблеме рудоносности кор выветривания карбонатитов и направлена на расширение традиционного рудного комплекса месторождений этой формации за счёт включения в него новых рудных компонентов, таких как Fe, Mn, Ti, V, Y, Sc, тяжёлые лантаноиды и некоторые другие. А глава 21 на примере Томторского карбонатитового комплекса демонстрирует универсальную модель многоуровневого рудного узла, включающего серию закономерно связанных между собой главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов. Общий оценённый ресурсный потенциал этого рудного «сэндвича» огромен и может обеспечить работу добывающего комплекса на многие десятилетия вперед. Это будет, безусловно, интересно геологам, занимающимся прогнозом, поисками и разведкой месторождений редких элементов во всём мире. В отдельном приложении к монографии помещён краткий обзор состояния рынка традиционных и перспективных товарных продуктов месторождений кор выветривания карбонатитов, что может быть весьма полезно при геолого-экономической оценке месторождений.

Аналитическая часть исследований включала рентгеноспектральный микроанализ образцов, который проводился с помощью модернизированного микроанализатора «Camebax-microbeam». Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 30–50 нА, диаметр электронного пучка 2–4 мкм. Для анализа использовались аналитические Ka-линии характеристического излучения для F, Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Sc, Ti, V, Mn, Fe; La-линии для Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Dy, Er, Yb, Tb, Tm, Lu; L β -линии для Pr, Sm, Gd, Pr, Eu, Ho; Ma-линии для Th, Pb и M β -линия U с учётом поправок на взаимное наложение линий. Полный расчёт концентраций проводился с помощью стандартных расчётных программ Setzaf, CalcZaf и PAP; использовались массовые коэффициенты поглощения Хенке [Henke et al., 1993]. Растровые изображения получены в обратно-рассеянных электронах (BSE) с



увеличением $\times 100$ –2000. В исследовании кор выветривания карбонатитов, помимо авторов данной работы (А. В. Лапин – ИМГРЭ, г. Москва; А. В. Толстов – ИГАБМ СО РАН и ИГМ СО РАН), были задействованы сотрудники ИМГРЭ.

Непосредственное участие в подготовке, оформлении и выпуске монографии принимали В. В. Плошко, который внёс существенный вклад в изучение месторождения Татарское I; И. М. Куликова и О. А. Набелкин, выполнив-

шие значительный объём аналитических, в том числе микронзондовых исследований, а также Л. Н. Чемизова, Т. И. Сорокина, Е. Н. Левченко, Н. С. Поликашина, Н. М. Волкова, Г. С. Гулевская, Т. Т. Ляхович и А. А. Купрячков, оказавшие значительную помощь в сборе и обработке геологических материалов и подготовке рукописи. Благодаря их работе весьма своевременно появилась данная монография, которой, можно надеяться, уготована долгая жизнь.

Редколлегия журнала «Руды и металлы»