

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 4 / 2025

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор:
А.И.Иванов

Е.А.Наумов (зам. главного редактора),
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),

Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, А.И.Варламов,
С.С.Вартанян, В.Д.Конкин, А.А.Кременецкий,
С.Г.Кряжев, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев,
И.Ф.Мигачёв, А.И.Черных, А.Ю.Розанов,
Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов, Г.К.Хачатрян

Содержание

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

<i>Кузнецов В. В., Серавина Т. В., Конкина А. А.</i> Классификация свинцово-цинковых и колчеданно- полиметаллических месторождений на основе их фор- мационных типов	3
---	---

МИНЕРАГЕНИЯ

<i>Савва Н. Е., Волков А. В., Кузнецов В. М.</i> Влияние металлогении ранних эпох развития Омо- лонского кратонного террейна (Северо-Восток России) на минералогию и геохимию среднепалеозойских эпитермальных месторождений	24
<i>Горячев Н. А., Чан Туан Ань, Фам Нгок Кан, Неволь- ко П. А., Ву Хоанг Ли, Светлицкая Т. В., Шелепаев Р. А., Чан Чонг Хоа, Изох А. Э., Чан Куок Конг, Нго Тхи Хыонг, Нго Тхи Фыонг, Нгуыен Туан Ань, Дао Тхай Бак, Фам Тхи Фыонг Лиен, Ле Дук Луонг</i> О металлогении золота и сопутствующих металлов орогенного пояса Чуонг Шон и прилегающих тер- риторий (Вьетнам)	36

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

<i>Зинчук Н. Н.</i> Изменение некоторых минералов кимберлитов под воздействием траппов	56
--	----

ДИСКУССИИ

<i>Макаров В. Н.</i> Геохимические поиски месторождений полезных ископаемых под ледниками	79
---	----

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Памяти Елисея Михайловича Веричева	93
--	----

Редакция: Т. М. Папеско, А. П. Фунтикова
Компьютерная верстка: А. Д. Юргина

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования 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»

Свидетельство о регистрации в средствах массовой информации
№ 01217 от 03 июня 1992 г.
Подписано в печать 22.09.2025

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1
Телефон: (495) 315-43-65, доб. 272. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт: <https://www.tsnigri.ru/ru/informatsionnye-resursy/izdaniya/zhurnal-otechestvennaya-geologiya.html>
Типография ФГБУ «ЦНИГРИ»

Классификация свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений на основе их формационных типов

Аннотация. На основе анализа литературных данных и изучения закономерностей локализации полиметаллических месторождений Российской Федерации авторы разработали классификацию формационных типов свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений. В статье выделены ключевые группы: SEDEX, MVT, VMS и скарновый тип, а также переходные формы. Приведены эталонные модели месторождений, описаны их геологические особенности, минеральный состав и промышленная значимость. Особое внимание уделено спорным вопросам классификации, включая смешанные типы и критерии их идентификации. Результаты исследования позволяют оптимизировать прогнозирование, разведку и разработку месторождений, учитывая их генетическое разнообразие и геодинамические условия формирования.

Ключевые слова: классификация, свинцово-цинковые месторождения, колчеданно-полиметаллические месторождения, формационные типы месторождений, SEDEX, MVT, VMS.

КУЗНЕЦОВ ВЛАДИМИР ВЕНИАМИНОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, начальник отдела, okt@tsnigri.ru

СЕРАВИНА ТАТЬЯНА ВАЛЕРЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией, seravina@tsnigri.ru

КОНКИНА АНАСТАСИЯ АЛЕКСАНДРОВНА, старший научный сотрудник, konkina@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Classification of lead-zinc and polymetallic massive sulfide deposits based on their formational types

V. V. KUZNETSOV, T. V. SERAVINA, A. A. KONKINA

Federal State Budgetary Institution "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals" (FSBI "TSNIGRI"), Moscow

Annotation. Based on analyzing the literature data and studying the patterns of localization of polymetallic deposits in the Russian Federation, the authors developed a classification of formational types of lead-zinc and polymetallic massive sulfide deposits. The article distinguishes several key groups (SEDEX, MVT, VMS, and skarn types), as well as their transitional forms. Reference models for the ore deposits are provided. The geological features, mineral composition, and industrial significance of the deposits are described. Particular attention is paid to controversial issues of the classification, including mixed types and criteria for their identification. The results of the investigation allow us to optimize the forecasting, exploration, and development of ore deposits, taking into account their genetic diversity and geodynamic formation conditions.

Key words: classification, lead-zinc deposits, polymetallic massive sulfide deposits, formational types of ore deposits, SEDEX, MVT, VMS.

Введение. Свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения играют ключевую роль в мировой горнодобывающей промышленности. Они служат важными источниками не только свинца и цинка, но и меди, золота, серебра, кадмия и других ценных элементов, поскольку руды являются комплексными и характеризуются сложным минеральным составом. Помимо двух главных металлов – Zn и Pb (при этом в большинстве случаев цинк преобладает над свинцом) – в рудах в том или ином количестве содержатся Cu, Ag, Au, Cd, In, Sn, Sb, Bi, Se, Te, Ge, которые извлекаются в качестве попутных компонентов. В свинцово-цинковых рудах сосредоточено более 80 % мировых запасов кадмия, 40–50 % таллия, 25–30 % германия, 20–25 % селена, теллура, индия, 15–20 % галлия и висмута. Особо следует обратить внимание на то, что они служат важнейшим источником серебра – около 32 % его мировой добычи извлекаются попутно при переработке свинцово-цинковых руд. Однако их геологическое строение, условия формирования и минеральный состав значительно варьируются, что требует системного подхода к их изучению.

В настоящее время принято выделять 4 группы месторождений:

SEDEX (Sedimentary Exhalative) – серебро-свинцово-цинковые или серебросодержащие колчеданно-свинцово-цинковые месторождения в терригенных, углеродисто-терригенных и терригенно-карбонатных формациях.

MVT (Mississippi Valley-type) – свинцово-цинковые месторождения в карбонатных формациях.

VMS (Volcanogenic Massive Sulfide) – золото-серебросодержащие колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных ассоциациях. В данной группе выделяется самостоятельный подтип жильных месторождений (*VMS_G*).

Skarn type – месторождения скарнового типа.

Основные месторождения свинца и цинка Российской Федерации расположены в Сибирском и Дальневосточном федеральных округах. Наиболее крупные месторождения находятся в Иркутской (Прибайкальская минерагеническая зона (МЗ)), Архангельской (Центрально-Новоземельская МЗ) и Кемеровской (Салаирская МЗ) областях; Красноярском (Ангари-Большепитская МЗ), Алтайском (Рудноалтайская МЗ) и Забайкальском (Приаргунская МЗ) краях; республиках Саха (Якутия) (Кыллахская МЗ), Бурятия (Удино-

Витимская МЗ, Олоkitская МЗ) и Тыва (Улугуйская МЗ) (рис. 1) [18].

По суммарной добыче свинца и цинка в Российской Федерации месторождения распределяются следующим образом: месторождения типа *MVT* – 49 %, *VMS* – 30 %, жильные месторождения – 16 %, а доля скарновых месторождений составляет 5 %. Крупнейшее Холоднинское месторождение, которое относится к типу *SEDEX*, расположено в Центральной экологической зоне Байкальской природоохранной территории и по этой причине не может быть вовлечено в освоение.

Историческая справка. Классификация свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений прошла сложный путь развития, отражая прогресс в понимании их генезиса, геологических условий формирования и промышленного значения. Эти классификации эволюционировали от простых морфологических описаний до сложных генетических систем, учитывающих тектонические обстановки, минеральные ассоциации и геодинамические условия формирования. В разных регионах мира развивались свои классификационные подходы.

Существует значительное количество классификаций свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений. Отметим следующие: А. И. Кривцов и др. (1986, 2002, 2010) [9, 11, 12], Д. Р. Сох и др. (1986) [36], Д. И. Горжевский и др. (1997) [4], Г. В. Ручкин и др. (2002) [27], В. В. Авдонин и др. (2005) [1], А. G. Galley и др. (2007) [38], D. L. Mosier и др. (2009) [46], F. Pirajno (2009) [48], W. C. Shanks (2012) [52], В. В. Кузнецов и др. (2020) [16, 18, 41], И. В. Викентьев и др. (2023) [2].

Ранние этапы классификации (до середины XX в.). Первые попытки систематизации свинцово-цинковых месторождений основывались преимущественно на их морфологических особенностях и вещественном составе. В работах начала XX в. выделялись жильные, пластовые и колчеданные залежи.

В России важный вклад в раннее изучение колчеданных месторождений внёс А. Н. Заварицкий [6], который в 1936 г. детально описал месторождение Блява на Южном Урале и внёс первые генетические представления об этом типе оруждения.

Развитие генетических классификаций (вторая половина XX в.). С развитием геологических знаний и накоплением данных о геодинамических обстановках формирования месторождений

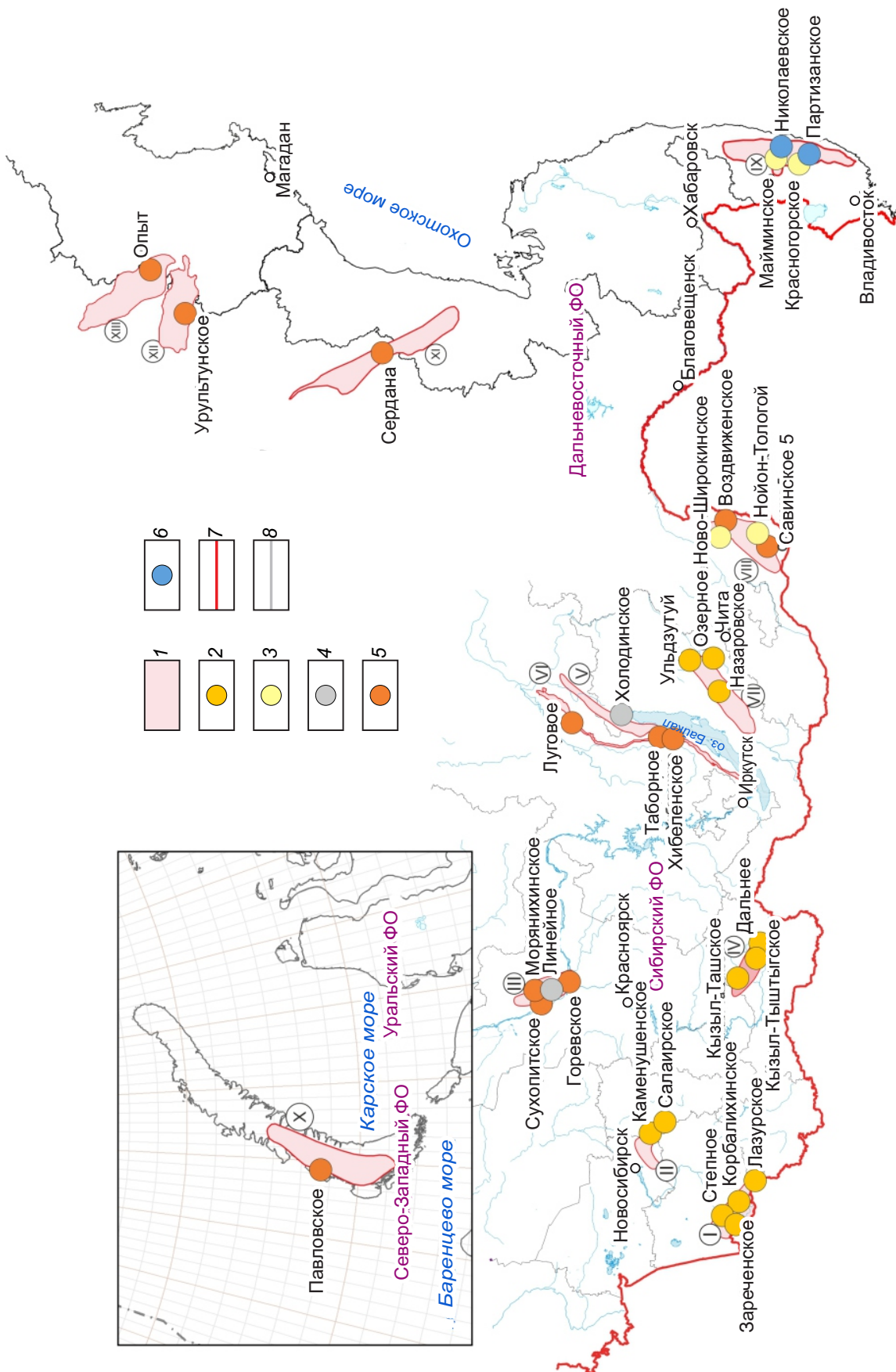


Рис. 1. Основные свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения Российской Федерации:

1 – минералогенетические зоны: I – Рудноалтайская, II – Салаирская, III – Ангаро-Большепитская, IV – Улугойская, V – Олохитская, VI – Прибайкальская, VII – Удино-Витимская, VIII – Приаргунская, IX – Кемско-Таушинская, X – Центрально-Новоземельская, XI – Кылахакая, XII – Омутевская, XIII – Приколымская; типы месторождений: 2 – VMS, 3 – VMS_G, 4 – SEDEX, 5 – MVT, 6 – Skarn type; 7–8 – границы: 7 – Российской Федерации, 8 – субъектов РФ

в середине XX в. классификации стали учитывать генетические аспекты формирования месторождений. Были выделены: гидротермальные (включая жильные и метасоматические (скарновые) типы), экзогенные и вулканогенно-осадочные (колчеданные) месторождения.

Особое внимание уделялось колчеданно-полиметаллическим месторождениям, которые стали рассматриваться как самостоятельный тип, сочетающий черты колчеданных и полиметаллических образований. В этот период были детально изучены месторождения Рудного Алтая, что позволило выделить барит-полиметаллический, собственно-полиметаллический и колчеданно-полиметаллический типы.

Важным достижением стало выделение трёх основных семейств полиметаллических месторождений: SEDEX, MVT и VMS.

Месторождения типа SEDEX, согласно первоначальному определению (R. C. Carne, 1982) [35], представлены пластовыми или слоистыми табличными сульфидными телами, которые формируются в углистых сланцах или других мелкозернистых обломочных породах.

Классификация месторождений SEDEX была существенно расширена последующими исследователями, включившими в неё несколько генетически или геологически связанных типов месторождений.

Согласно данным Goodfellow W. D., Lydon J. W. [40], тип SEDEX включает в себя три подтипа – месторождения седиментационно-эксгальационные, придонные (ирландский подтип – Irish), а также месторождения, схожие с месторождением Брокен Хилл (BHT). Отметим, что объекты, относящиеся к Ирландскому подтипу, сходны с месторождениями группы MVT.

Месторождения типа долины Миссисипи (MVT) выделены в отдельный класс Zn-Pb месторождений с 1930-х гг. (Bastin, 1939) [34]. Было подсчитано, что 17% известных мировых запасов цинка, 16% свинца и 2,9% серебра сосредоточены на месторождениях этого типа (D. F. Sangster, 1996) [51].

Классификация месторождений типа MVT остаётся несколько проблематичной, поскольку, основываясь на критериях, предложенных Leach D. L. [42, 43], некоторые объекты, классифицированные как SEDEX, демонстрируют признаки замещения отложений на раннем диагенетическом этапе. В то же время выявлены месторождения, которые

классифицированы как MVT, сформированы на диагенетическом этапе и характеризуются сложными текстурами руд.

Совпадение обусловлено рядом критериев, используемых для разделения месторождений, в частности: ряд исследователей делают упор на тектонические условия, другие авторы проводят систематизацию на основании литологии вмещающих пород. Также существует точка зрения пост-литификационной минерализации, поскольку карбонаты обычно литифицируются очень быстро, что позволяет им формировать «эпигенетические» структуры в условиях, близких к морскому дну.

Колчеданно-полиметаллические месторождения в вулканогенных ассоциациях (VMS). В настоящее время существует большое количество классификационных систем для этих месторождений. Попытки их классифицировать подчеркнули различия вулканических и осадочных пород, вмещающих месторождения. Данная терминология используется более 35 лет и охватывает временные и пространственные ассоциации сульфидной минерализации, связанные с подводными вулканическими процессами. Похожие термины для колчеданных месторождений в вулканогенных ассоциациях (VMS), встречающиеся в литературе, включают: «вулканогенные сульфиды», «вулканические массивы сульфидов», «эксгальационные массивы сульфидов», «вулканогенно-эксгальационные массивы сульфидов», «подводно-эксгальационные массивы сульфидов», «вулканические породы, вмещающие массивы сульфидов», «вмещающие массивы сульфидов вулканогенно-осадочные породы», «связанные с вулканитами массивы сульфидов» и «вулканофильные залежи массивов сульфидов» [33, 37, 52]. В ряде более ранних исследований термины «медноколчеданные» и «колчеданные» месторождения использовались применительно к богатым колчеданным рудным телам, связанным с офиолитовыми вулканическими циклами на Кипре и в других местах. Позже термин «колчеданные полиметаллические» месторождения был применён многими авторами к минерализации VMS на современном океаническом дне, которая содержит значительное количество металлов.

В нашей стране В. И. Смирновым было выделено «колчеданное семейство», в которое колчеданно-полиметаллические месторождения различных типов входят в статусе рудной формации [30].

Современные классификации (конец XX–начало XXI вв.). Современные классификации учитывают комплекс критериев, включая: геодинамические обстановки, вещественный состав, текстурно-структурные особенности, сопутствующие минеральные ассоциации, степень метаморфизма. В. В. Авдонин и др. (2005) [1] предложили детальную классификацию металлических месторождений, включая свинцово-цинковые, и выделили пять основных геолого-промышленных типов: колчеданно-полиметаллические в терригенных и карбонатно-терригенных формациях; колчеданно-полиметаллические в вулканогенных формациях; стратиформные в карбонатных формациях; метасоматические; жильные и скарновые.

А. И. Кривцов с коллегами [10, 12] для типизации месторождений «колчеданного семейства» проанализировали данные по месторождениям Урала, Рудного Алтая, Прибайкалья и Кавказа, отнесённые к кипрскому, уральскому, рудноалтайскому, малокавказскому и филизчайскому типам. Выделенные типы месторождений различаются по соотношениям содержаний рудообразующих элементов, уровням их концентраций и масштабам запасов руды и металлов. Для них были созданы количественные модели, разработанные в ЦНИГРИ.

В 2010 г. А. Л. Дергачев [5] предложил эволюционную классификацию колчеданных месторождений, выделив четыре основных типа: кипрский (медно-колчеданные месторождения в офиолитовых комплексах), уральский (медно-цинково-колчеданные месторождения в бимодальных базальт-риолитовых формациях), куроко (колчеданно-полиметаллические (с баритом) месторождения в базальт-андезит-дацит-риолитовых формациях) и бесси (аналоги кипрского типа в архее и протерозое).

А. А. Маракушев и др. (2007) [24] разработал петрогенетическую модель, связывающую состав руд с типами сопутствующих вулканических пород: медно-свинцово-цинковые руды ассоциируют преимущественно с риолитами.

Особое внимание в современных исследованиях уделяется переходным типам месторождений [2].

Формационные типы свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений. Создание классификаций для месторождений различных типов имеет важное практическое значение в геологоразведочных работах, добыче и переработке руд. Их применение позволяет оп-

тимизировать прогнозирование, поиски, оценку и разработку (выбор технологии добычи и обогащения, а также увеличить прибыль за счёт извлечения попутных компонентов) месторождений.

Прогнозно-поисковые модели играют ключевую роль при разработке классификации свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений, обеспечивая системный подход к их изучению и оценке.

Поскольку ФГБУ «ЦНИГРИ» занимается прогнозом и поисками свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений, поэтому создание классификации для объектов этого типа является важнейшей задачей.

На основании приведённых обширных литературных данных и нашего изучения закономерностей локализации полиметаллических месторождений в основных металлогенических зонах Российской Федерации, а также создания эталонных моделей месторождений в их пределах предлагается следующая классификация формационных типов свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений (табл. 1). Классификация на основе выделения формационных типов имеет фундаментальное и прикладное значение, поскольку позволяет: унифицировать подходы к их изучению, улучшить прогнозирование новых объектов и оптимизировать методы разведки и добычи.

Значение отдельных геолого-промышленных типов месторождений в сырьевой базе тех или иных металлов весьма разнообразно, в связи с чем среди них выделяются главные, на которые приходится свыше 5–10% запасов (или добычи) соответствующего металла, и второстепенные – обычно менее 2–2,5%.

В настоящее время достаточно чётко выделяются следующие рудно-формационные и геолого-промышленные типы месторождений свинца и цинка, каждый из которых характеризуется своей геологической позицией в истории развития регионов, условиями образования, экономическим значением, морфологией, размерами и условиями залегания рудных тел, минеральным и вещественным составом руд, их технологическими свойствами, а также требованиями, предъявляемыми к результатам разведочных и эксплуатационных работ (см. табл. 1).

При создании классификации приняты следующие классические определения геолого-промышленного типа месторождений и рудной формации:

Таблица. Формационные типы свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений (предлагаемая классификация)

Типы и подтипы	Группа	Геологические формации, с которыми ассоциируют месторождения	Морфология и размеры рудных тел от и до, в м (А – по простиранию, Б – по падению, В – по мощности)	Средние содержания	Попутные компоненты	Примеры месторождений
Медно-свинцово-цинковый колчеданный в углеродистых терригенных породах (филизчайский)	SEDEX	Терригенно-филизоидная	Линзо- и пластообразные залежи (А – до первых тыс. м, Б – до 1000, В – от 1 до 250)	Свинец – 0,5–2,5, цинк – 3,5–7,5, медь – 0,1–2,0	Серебро, кадмий, титан, индий, кобальт, сурьма иногда золота и селен	Холоднинское, Линейное, Кызыл-Дере (Российская Федерация), Филизчайское (Азербайджан), Брокен-Хилл, МакАртур Ривер, Маунт-Айза, Меррининей Дам, Хилтон Джордж Фишер, Сенчури, Абра, Каннингтон (Австралия), Хорвард Пассе, Салливан, Том (Канада) Ред-Дог (США), Наван, Лишин, Галмой, Силвермайнс (Ирландия), Грасберг, Свартберг (ЮАР), Метген, Раммельсберг (Германия), Донгшенмяо, Чангба-Личжау, Хуогеки, Джиндинг (КНР), Раджпура-Дариба, Рампура Агуча, Завар (Индия), Пирри-Ленд (Гренландия)
Свинцово-цинковый стратиформный в терригенных породах (лайсвальский)		Терригенные (преимущественно песчаные) в сочетании с глинистыми карбонатными	Пласто- и линзообразная (А – до 1500, Б – до 1000, В – до 100)	Свинец – 0,6–4,5, цинк – 0,9–7,0	Серебро, висмут	Лайсваль (Швеция), Ларжантье (Франция)
Свинцово-цинковый стратиформный в карбонатных породах (миргалимсайский)*	MVT	Карбонатные, известняково-доломитовые, глинисто-карбонатные (в т. ч. рифогенные и биотермные)	Пласто- и линзообразная реже мантообразная и жильная (А – до 1000, Б – до 900, В – от 1 до 50)	Свинец – 0,6–4,0, цинк – 0,9–7,0	Флюорит, медь, барий, серебро, германий	Сардана, Павловское, Воздвиженское, Савинское-5, Саурей, Луговое, Таборное, Сухопитское, Моряхинское (Российская Федерация), Олд Лид Бэлт, Три-Стрейт, Вибурнум, Ист Теннеси (США), Мехдибад, Эмарат (Иран), Пайн-Пойнт, Гаяна Ривер, Поларис, Нанишвик, Прайри Крик (Канада), Адмирал Бей, Элура, Пиллара (Австралия) Миргалимсай, Талап, Шалкия (Казахстан), Дженгеле, Мфуати (Конго), Уччулачское, Эскимазар (Узбекистан), Фангу, Далиангзи, Хуаюань Тяньбаошань (КНР), Силезия-Краков (Польша), Реоцин, (Испания), Скорпион, Дамара (Намибия), Туисит (Марокко), Блэк Энжэл (Гренландия), Эль-Абед (Алжир)

Типы и подтипы	Группа	Геологические формации, с которыми ассоциируют месторождения	Морфология и размеры рудных тел от и до, в м (А – по простиранию, Б – по падению, В – по мощности)	Средние содержания	Попутные компоненты	Примеры месторождений
Железо-марганцево-барит-свинцово-цинковый колчеданный в трахитоидных вулканогенно-терригенно-карбонатных породах (атагуйский)	MVT	Кремнисто-карбонатная в сочетании с трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой	Линзо- и пластообразная (А – до 1000, Б – до 900, В – от 1 до 100)	Свинец – 0,5–7,5, цинк – 1,5–11,5, медь – 0,1–1,5	Медь, мышьяк, кадмий, таллий, серебро	Горевское (Российская Федерация), Жайрем, Ушкатын-1, Каражал (Казахстан)
Свинцово-цинковый колчеданный стратиформный в терригенно-карбонатных и углеродисто-карбонатных породах (приаргунский)		Терригенно-карбонатная, известняково-доломитовая в сочетании с глинисто-кремнисто-терригенной	Линзо- и пластообразная, реже жилкообразная и штокерковая (А – до 700, Б – до 500, В – от 1 до 50)	Свинец – 1,1–4,5, цинк – 1,9–8,5	Серебро, кадмий, золото	Воздвиженское, Савинское-5, Ивановское, Акагуй, Кадаинское, Михайловское (Российская Федерация), Учкулачское, Эскимазар (Узбекистан)
Свинцово-цинковый в карбонатных породах, часто со скарнами (дальнегорский)	Skarn type	Карбонатные, терригенно-карбонатные часто в сочетании с гранитоидными вулкано-плутоническими поясов	Линзо- и пластообразные, реже изометричные тела, трубо- и жилкообразные (А – 200–800, Б – 100–600, В – 1–70)	Свинец – 1,1–7,5, цинк – 1,7–6,5	Серебро, кадмий, висмут, индий, золото	Николаевское, Партизанское, П Советское (Российская Федерация), Алтын-Топкан, Кургашикан (Узбекистан)
Медно-свинцово-цинковый колчеданный в осадочно-вулканогенных породах (рудноалтайский)	VMS**	Контрастная базальт-риолитовая, последовательная базальт-андезит-дацит-риолитовая в сочетании с туфогенно-кремнисто-терригенной	Линзо- и пластообразные залежи; штокерковые и жилные зоны подводящих систем (А – до 1500, Б – до 900, В – от 1 до 100)	Свинец – 0,5–7,5, цинк – 1,5–11,9, медь – 0,1–2,5	Золото, серебро, кадмий, селен, сурьма, теллур, таллий, индий, германий, барит	Корбалихинское, Рубцовское, Новозолотушинское, Салаирское, Каменушинское, Кызыл-Таштыгское, Озерное, Назаровское (Российская Федерация), Риддер-Сокольское, Новоленингорское, Тишинское, Малеевское, Чекарть, Орловское, Белоусовское, Зыряновское, (Казахстан), Нью-Браунсвик, Кидд-Крик, Маттагами Лэйк, Карибу, Харпер Крик, Ла Ронде (Канада), Рио Тинто, Маса Вальверде, Асналькольяр, Ла Сарса, Тарсис (Испания), Невес-Корво, Алжущтрел (Португалия), Вудлон, Роузбери (Австралия), Арктик (США), Саса-Тораница (Македония), Кекетале, (КНР), Гарпенберг (Швеция)

Окончание таблицы

Типы и подтипы	Группа	Геологические формации, с которыми ассоциируют месторождения	Морфология и размеры рудных тел от и до, в м (А – по простиранию, Б – по падению, В – по мощности)	Средние содержания	Попутные компоненты	Примеры месторождений
Свинцово-цинковый медноколчеданный в осадочно-вулканогенных породах (малокавказский)	VMS**	Туфогенно-кремнисто-терригенная в сочетании с последовательной базальт-андезит-дацит-риолитовой	Линзо- и пластообразные залежи; штокерковые и жильные зоны подводящих систем (А – до 900, Б – до 700, В – от 1 до 100)	Свинец – 0,5–7,5, цинк – 1,5–11,3, медь – 0,1–2,5	Золото, серебро, кадмий, селен, сурьма, теллур, таллий	Шамлут (Армения), Радка, Челопеч (Болгария), Хокуроку, Дайкоку, Учнотаи, Шаканаи (Япония), Батерст (Канада), Хандиза (Узбекистан), Маднеули (Грузия)
Свинцово-цинковый жильный в разнообразных породах (1. Нойн-Тологойский; 2. Садонский)	VMS_G	1. Сочетание различных формаций преимущественно эффузивной серии кислого и среднего состава; 2. Последовательная базальт-андезит-дацит-риолитовая в сочетании с кремнисто-терригенной	Жилы, жильные и штокерковые зоны уплощённой линзовидной формы (А – 20–800, Б – 50–500, В – от 1 до 40)	Свинец – 1,2–2,8, цинк – 1,9–7,3	Серебро, галлий, таллий, индий медь	1. Нойн-Тологойское, Ново-Широкинское, Талман, Красногорское, Майминовское, Арцевское, Лидовское (Российская Федерация); 2. Садон, Згид (Российская Федерация), Кер-д’Ален (США)

Примечание. * – на основании исследований Г. В. Ручкина и А. И. Донца (2002) [27] в данном типе выделяются следующие подтипы: 1.1 – свинцово-цинковый с германием, иногда с флюоритом (сарданский); 1.2 – пирит-свинцово-цинковый с флюоритом (миссисипский); 1.3 – пирит-свинцово-цинковый (силезско-краковский); 1.4 – барит-цинково-свинцовый (мирталимакский); 1.5 – свинцово-цинковый с пиритом (шалкинский); 1.6 – пирит-барит-свинцово-цинковый (учкулачский); ** – в классификации рассматриваются только свинцово-цинковые и колчеданно-полиметаллические месторождения.

Рудная формация – группа месторождений или рудопоявлений, однотипных по вещественному – элементному и минеральному – составу руд и геологической обстановке нахождения, которая характеризуется связью с определённой геологической формацией (либо сочетанием геологических формаций) и структурными условиями рудонакопления [25].

Рудная формация ассоциирует с геологической формацией, которая фиксирует определённый тектонический режим развития [31].

Основу минерально-сырьевой базы свинца и цинка составляют следующие геолого-промышленные типы месторождений:

- медно-свинцово-цинковый в углеродисто-терригенных породах (филизчайский) – в структурах пассивных окраин с рассеянным спредингом (терригенных эвгеосинклиналей на границе блоков континентальной и океанической коры) и авлакогенов;
- медно-свинцово-цинково-колчеданный в осадочно-вулканогенных породах (рудноалтайский) – в рифтогенных структурах;
- свинцово-цинковый стратиформный в карбонатных породах (миргалимсайский) – в структурах активизированных чехлов платформ и срединных массивов, а также авлакогенов.

В качестве второстепенных по промышленному значению, роли в сырьевой базе свинца и цинка и распространённости выделяются типы:

- свинцово-цинковый колчеданный стратиформный в терригенно-карбонатных и углеродисто-карбонатных породах (приаргунский);
- свинцово-цинковый жильный в разнообразных породах (нойон-тологойский, садонский);
- свинцово-цинковый медноколчеданный в осадочно-вулканогенных породах (малокавказский или куроко) в структурах окраинно- и внутриконтинентальных рифтов и островных дуг на мозаичной кратонизированной коре;
- железомарганцево-барит-свинцово-цинковый колчеданный в трахибазальт-трахит-кремнисто-карбонатно-терригенных формациях (атасуйский) – в структурах внутриконтинентальных зон слабого прогибания.

Помимо месторождений упомянутых выше типов промышленные концентрации свинца и цинка известны в связи с месторождениями прочих весьма малораспространённых типов: свинцово-цинковый стратиформный (лайсвальский) в терригенных формациях, слагающих базальные горизонты чехлов древних платформ.

Значительная доля мировых запасов свинца и цинка заключена в серебро-свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных толщах основания андезитовидных вулканоплутонических поясов. Эти месторождения, часто объединяемые в зарубежной литературе в группу месторождений типа «манто» или «метасоматического замещения», пока не имеют чёткой рудно-формационной принадлежности. Возможно, что они представляют собой глубоко метаморфизованные и регенерированные месторождения миргалимсайского типа.

Необходимо указать, что существенное значение в минерально-сырьевой базе свинца и цинка имеют месторождения других видов полезных ископаемых. В частности, более 30 % учтённых запасов цинка России заключены в медно-цинково-колчеданных месторождениях уральского типа.

В мировой МСБ по запасам свинца и цинка доминируют месторождения филизчайского (36 и 31 % запасов соответственно), миргалимсайского (15,6 и 17 %) и рудноалтайского (15,4 и 21,7 %) типов; на месторождения типа «метасоматического замещения» приходится 12 % мировых запасов свинца и 6 % цинка, а на месторождения приаргунского типа по 3,7 % запасов каждого металла. Доля месторождений малокавказского типа в запасах оценивается по свинцу в 3 % и по цинку в 5,7 %.

В МСБ России главное значение имеют месторождения следующих типов: по запасам – филизчайского, миргалимсайского и рудноалтайского, суммарные запасы которых составляют около 96 % для каждого из металлов, а по добыче – миргалимсайского и рудноалтайского. Это связано с тем, что крупнейшее Холодинское месторождение филизчайского типа находится в зоне отчуждения озера Байкал и вряд ли будет отрабатываться в обозримом будущем. В 660 месторождениях свинца различного типа заключено около 310 млн т свинца, а в 884 месторождениях цинка – 680 млн т этого металла, при этом распределение запасов характеризуется следующими особенностями:

- около 79 % запасов сосредоточены в месторождениях, в которых содержания свинца и цинка превышают средние для всей выборки объектов (2,1 и 3,9 % соответственно);
- месторождения с низкими содержаниями свинца и цинка обладают меньшими запасами, чем

месторождения с высокими содержаниями этих металлов;

- содержания свинца и цинка в 10% наиболее богатых месторождений составляют 9 и 10% соответственно;

- 10% крупнейших месторождений свинца и цинка (мирового класса) в сумме содержат 71% мировых запасов свинца и 73% цинка, а уникальные месторождения (около 1% от выборки) несут в сумме более 30% запасов свинца и 25% запасов цинка.

По запасам месторождения подразделяются на следующие категории (суммы свинца и цинка, млн т): весьма крупные > 10, крупные 5–10, средние 2,5–5, мелкие < 0,5 [26].

Примеры месторождений различных формационных типов. Месторождения атасуйского, приаргунского и нойон-тологойского типов были подробно описаны в ранее опубликованных наших работах [7, 13–15, 19, 20, 29]. В данной публикации приводятся примеры месторождений трёх наиболее значимых для мировой и российской МСБ формационных типов: филизчайского, миргалимсайского и рудноалтайского.

Группа SEDEX. Медно-свинцово-цинковый колчеданный в углеродисто-терригенных породах (филизчайский) формационный тип. Месторождение Филизчай (Азербайджан). Филизчай – крупное колчеданно-полиметаллическое месторождение, расположенное в Дашкесанском районе Азербайджана, на южном склоне Большого Кавказа. Оно находится в зоне интенсивной тектонической активности, где пересекаются Евразийская и Арабская литосферные плиты (рис 2.).

Филизчай является ключевым сырьевым источником для цветной металлургии Азербайджана. Его разработка ведётся с советских времён, а современные технологии позволяют извлекать металлы с высокой эффективностью. Месторождение играет важную роль в экономике страны, обеспечивая сырьём как внутренний рынок, так и экспортные поставки.

Филизчайская рудная залежь размещается в пределах рудоносного горизонта, который фациально изменчив по латерали: глинистые и углеродисто-глинистые сланцы на расстоянии в несколько сотен метров сменяются песчаными флишеидными фациями, а пиритовые конкреции – песчано-сидеритовыми (рисунки 3, 4).

Месторождение содержит значительные запасы свинца, цинка, меди, а также сопутствующие

металлы – золото, серебро и висмут. Среднее содержание металлов следующее: Zn – 3,61, Pb – 1,48 и Cu – 0,58%, Ag – 44,7 г/т, Au – 0,6 г/т. Запасы месторождения составляют около 6,5 млн т свинца и цинка.

Группа MVT. Свинцово-цинковый стратиформный в карбонатных породах (миргалимсайский). Месторождение Мехдибад (Иран). Мехдибад – одно из крупнейших цинково-свинцовых месторождений в мире, расположенное в центральной части Ирана, в провинции Йезд. Разработка месторождения ведётся подземным способом с привлечением иностранных инвесторов.

Месторождение является стратегическим для Ирана, обеспечивая сырьём металлургические предприятия и экспортные потоки. Его освоение способствует развитию горнодобывающего сектора страны и укреплению её позиций на мировом рынке цветных металлов.

Оно сформировалось в осадочно-вулканогенных толщах, характерных для Иранского нагорья, где преобладают карбонатные и терригенные породы. Рудные тела представлены стратиформными залежами, сформировавшимися в результате гидротермально-осадочных процессов.

Месторождение содержит большие запасы цинка и свинца (22 млн т), а также значительное количество серебра. Среднее содержание Zn – 7,3% (в окисленных рудах – 7,15%), Pb – 2,3% (в окисленных рудах – 2,47%).

Группа VMS. Медно-свинцово-цинковый колчеданный в осадочно-вулканогенных породах (рудноалтайский). Месторождение Невес-Корво (Португалия). Невес-Корво – крупное колчеданно-полиметаллическое месторождение, расположенное в южной части Португалии, в регионе Алентежу. Месторождение входит в состав Иберийского пиритового пояса (Пиренейский полуостров) и было открыто в 1977 г.

Эксплуатация месторождения ведётся с 1980-х гг. Оно остаётся одним из ключевых источников меди и цинка в Европе. Современные технологии добычи и переработки позволяют эффективно извлекать металлы, что делает Невес-Корво важным объектом для горнодобывающей промышленности Португалии.

На месторождении выделяются несколько рудных тел: Ломбадор, Невес, Граса-Корво и Замбуджал, которые локализованы в углеродистой толще.

Основные рудные минералы – халькопирит, сфалерит и галенит, содержащие медь, цинк, свинец

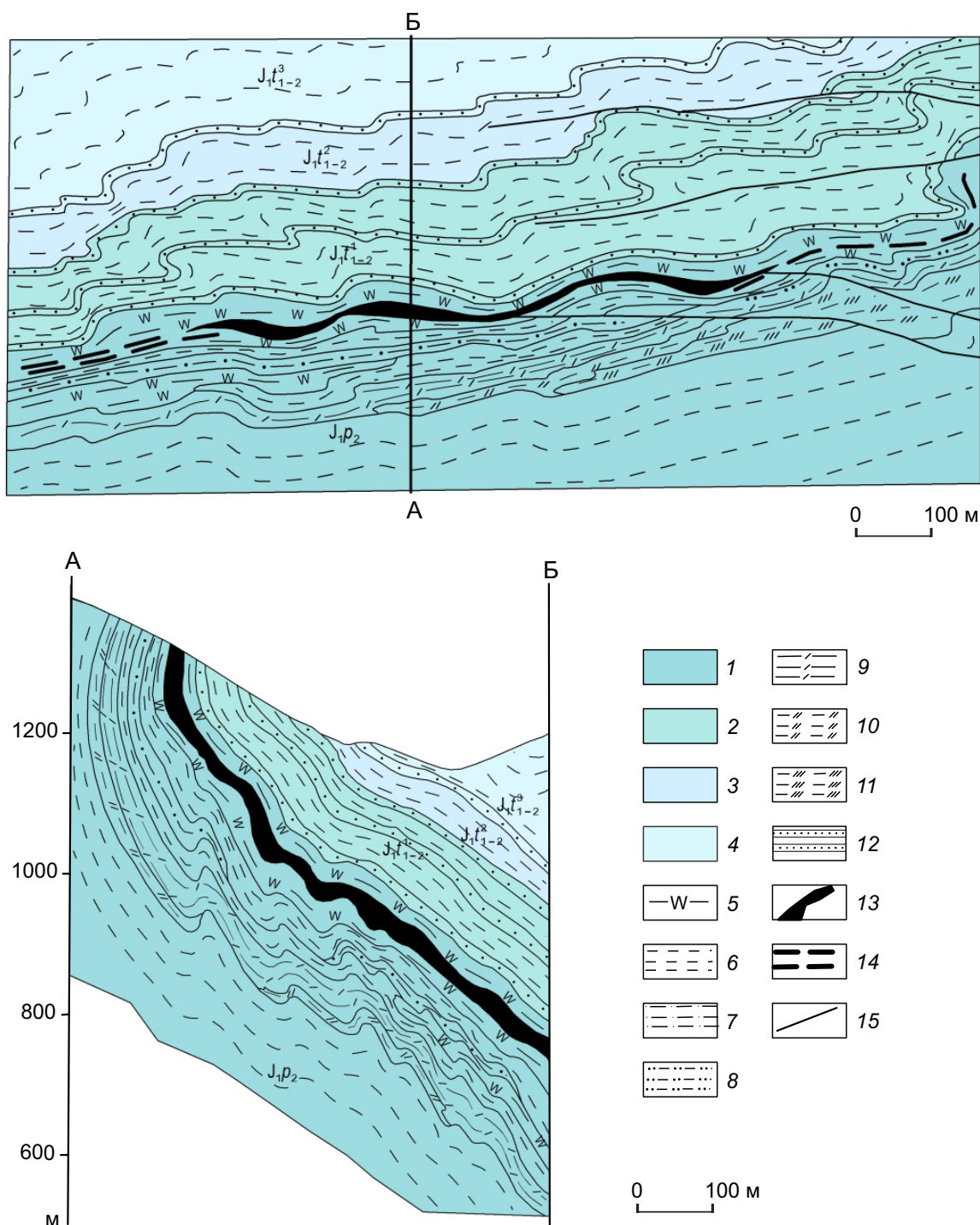


Рис. 2. Геологическая карта и разрез месторождения Филизчай. С использованием материалов Н. К. Курбанова и др., 1971, 1982; Г. В. Ручкина и др., 1992 [21, 22, 28]:

1–4 – нижняя юра: 1 – плинсбахский ярус, верхний подъярус (филизчайская серия), J_1p_2 , 2–4 – тоарский ярус, нижний–средний подъярусы (губахская серия), $J_1t_{1-2}^1$, $J_1t_{1-2}^2$, $J_1t_{1-2}^3$; 5–12 – литологические разности пород: 5 – углеродистые глинистые сланцы, 6 – глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов, 7 – песчано-глинистые сланцы (маломощный двучленный флишоид), 8 – мощный флишоид, 9 – песчано-алевролитоглинистые сланцы (маломощный трёхчленный флишоид), 10 – средний трёхчленный флишоид, 11 – мощный трёхчленный флишоид, 12 – аритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 13 – рудные залежи; 14 – вкрапленные, сгустковые, послойные скопления сульфидов; 15 – разрывные нарушения; А–Б – линия разреза

и драгоценные металлы (золото, серебро). Среднее содержание металлов в цинковых рудах (в %): Zn – 7,3, Pb – 1,7, Cu – 0,4, а Ag – 66 г/т, в медных рудах (в %): Zn – 0,9, Pb – 0,3, Cu – 3,0, а Ag – 44 г/т. Запасы месторождения составляют 10,7 млн т свинца и цинка.

Спорные вопросы классификаций. В англоязычной литературе закрепились краткие наименования трёх главных групп: SEDEX, MVT и VMS. Однако внутри этих семейств выделено множество дополнительных типов и подтипов, что отражает неполноту и противоречивость современных знаний о генезисе свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений.

Ключевые различия между типами включают:

- характер вмещающих пород (вулканогенные для VMS, терригенные для SEDEX, карбонатные для MVT);
- геодинамические обстановки (рифтинговые зоны для SEDEX, орогенные пояса для MVT);
- температуры образования (высокие для VMS, средние для SEDEX, низкие для MVT);
- источники рудообразующих флюидов (магматические для VMS, осадочные бассейны для SEDEX и MVT).

Месторождения каждого типа имеют некоторые характеристики, сближающие их с месторождениями других типов, что в ряде случаев затрудняет отнесение конкретного объекта к тому или иному геолого-промышленному типу. Так, например, колчеданно-полиметаллические месторождения в осадочно-вулканогенных толщах разделены на два типа: рудноалтайский в связи с вулканогенными породами риолитоидного ряда и малокавказский в связи с вулканогенными породами андезитоидного ряда. Малокавказский является переходным между медно-цинково-колчеданным (уральский) и колчеданно-полиметаллическим (рудноалтайским) рудно-формационными типами. Объекты атасуйского типа обнаруживают черты сходства как с месторождениями рудноалтайского типа, так и свинцово-цинковыми стратиформными в карбонатных формациях.

В природе существуют сложные объекты, известные по всему миру и демонстрирующие признаки как типа VMS, так и SEDEX и MVT, что вызывает дискуссии среди исследователей. Особенности таких месторождений свидетельствуют о сложной истории формирования месторождений, включающей как первичное гидротермально-

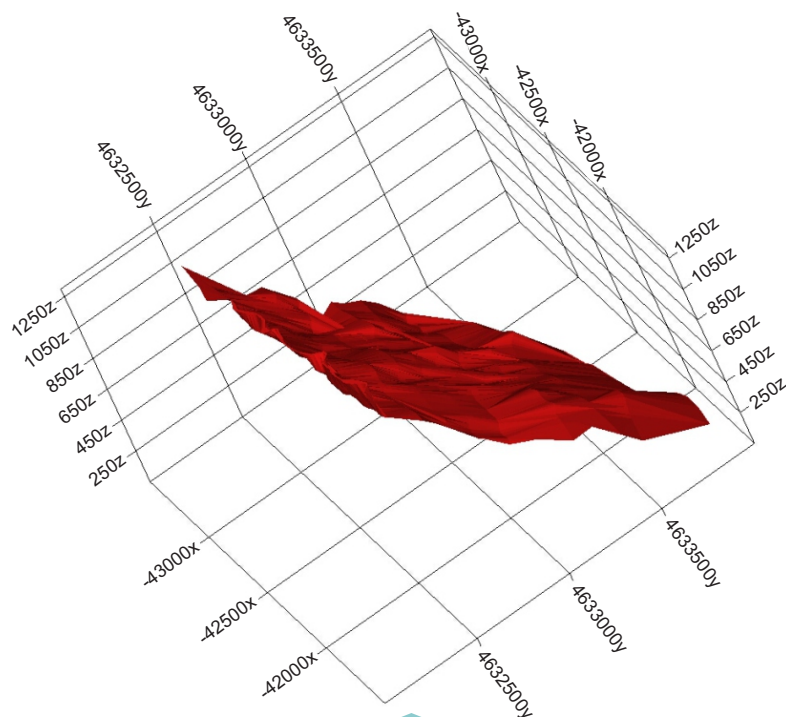


Рис. 3. 3D-модель рудной залежи месторождения Филизчай

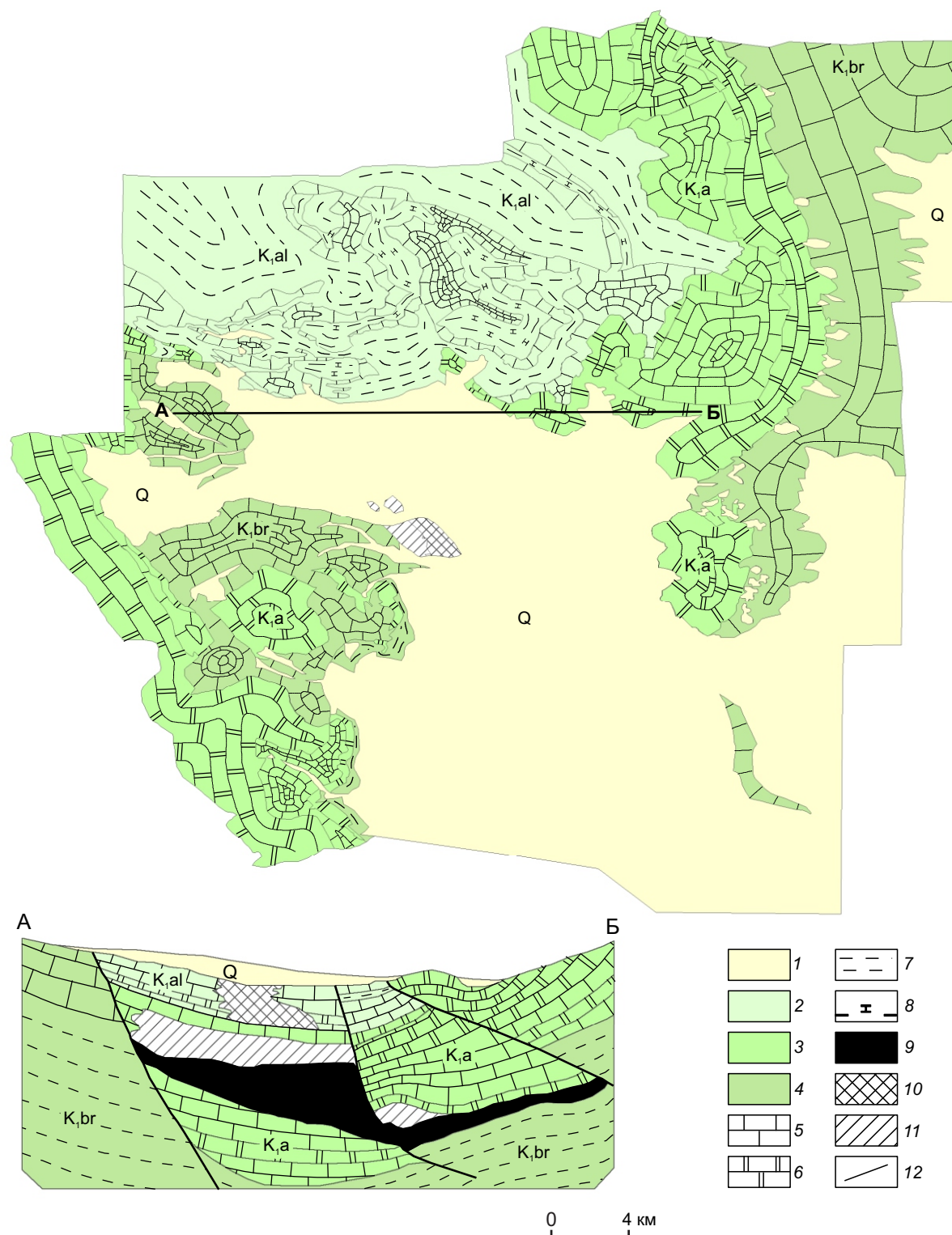


Рис. 4. Геологическая карта и разрез месторождения Мехдиабад. С использованием материалов S. Maghfouri et al., 2018; M. E. Mohseni et al., 2008; J. Reichert et al., 2020 [44, 45, 49]:

1 – четвертичные отложения, Q; 2–4 – нижний мел, ярусы: 2 – альбский, K₁al, 3 – аптский, K₁a, 4 – барремский K₁br; 5–8 – литологические разности пород: 5 – известняки, 6 – доломиты, 7 – алевролиты, 8 – известковистые алевролиты; 9–11 – руды: 9 – сульфидные, 10 – баритовые, 11 – окисленные; 12 – разрывные нарушения; А–Б – линия разреза

осадочное рудоотложение, так и последующие метаморфогенно-метасоматические преобразования.

Такие переходные месторождения представляют особый интерес для понимания процессов рудообразования и разработки эффективных поисковых критериев.

Ярким примером объекта переходного типа, по мнению многих исследователей, является Озерное полиметаллическое месторождение в Забайкалье (Россия). К. В. Лобанов (2017) отнёс это месторождение к группе SEDEX [23]. А по мнению И. В. Викентьева [2], Озерное месторождение демонстрирует признаки сразу трёх семейств: SEDEX, VMS и MVT.

Оруденение вышеописанного месторождения Невес-Корво локализовано в углеродистой толще (рис. 5), в связи с чем объект также характеризуется признаками месторождений типа SEDEX.

Хотелось бы отметить, что рудные тела как месторождения Озерное, так и Невес-Корво занимают надвулканическое положение, связаны с вулканизмом и локализованы в удалённых фациях, что в целом характерно для месторождений формационного типа: медно-свинцово-цинковый колчеданный в осадочно-вулканогенных породах (группа VMS).

Другим примером сложного свинцово-цинкового объекта является Горевское месторождение. Это месторождение демонстрирует признаки синседиментационного отложения, единовременного с формированием вмещающих углеродисто-слюдисто-кремнисто-карбонатных пород, но при этом подверглось значительным пострудным преобразованиям под влиянием регионального и динамотермального метаморфизма. В нашей классификации Горевское месторождение отнесено к группе MVT, однако ряд исследователей считают, что оно принадлежит к типу SEDEX [23] или Irish-type (переходному между SEDEX и MVT) [8].

В литературе упоминаются и другие месторождения с переходными характеристиками. В частности, месторождения Арктической зоны, где наблюдаются сочетания SEDEX–MVT типов в карбонатно-терригенных комплексах. А. Л. Галямов с соавторами [3] на примере Павловского месторождения указывают, что широкое распространение на месторождении конседиментационных брекчий обрушения в окремнённых сланцах, глинистых известняках и доломитах, наличие компактных галенит-сфалерит-пиритовых скоплений

и существенно пиритовых руд с метаколлоидными, брекчиевыми и брекчиевидно-пятнистыми текстурами руд с отчётливо проявленными следами нагрузки и микроскладками оползания в углеродисто-карбонатно-кремнистой матрице Восточного участка месторождения вполне могут свидетельствовать о формировании SEDEX руд на стадии седиментогенеза – раннего диагенеза в интервале температур 245–360 °С в условиях малых глубин. Присутствие в непосредственной пространственно-временной близости подводных вулканических построек с шаровыми лавами и туфами основного состава указывает на геодинамические условия рифтогенных областей. Вместе с тем особенности литологического состава пород и характер наложенных изменений имеют признаки MVT-условий. К последним относят доломитовый и известняковый состав рудовмещающих карбонатных слоёв, приуроченность рудных лент и линз к периферии сравнительно мощных органогенных построек, существенно сфалеритовый (клеюфановый) состав руд на периферии рудного поля, наличие, хоть и маломощных, пиритизированных водорослевых матов, текстуры выщелачивания карбонатной матрицы в рудах, наложенные изменения в виде кальцитизации и доломитизации.

Перспективными направлениями дальнейших исследований являются:

1. Детальное изотопно-геохимическое изучение руд и минералов для выявления источников вещества.
2. Микротермометрические исследования флюидных включений для реконструкции РТХ-условий.
3. Геохронологическое датирование различных стадий рудообразования.
4. Разработка количественных моделей массопереноса в сложных системах.
5. Создание интегрированных поисковых критериев для переходных типов месторождений.

Понимание природы переходных месторождений имеет не только теоретическое значение для рудной геологии, но и важное практическое значение для совершенствования стратегий поисков и разведки свинцово-цинкового и колчеданно-полиметаллического оруденения в сложных геологических обстановках.

Закключение. 1. Основу минерально-сырьевой базы свинца и цинка составляют следующие геолого-промышленные типы месторождений:

- медно-свинцово-цинковый в углеродисто-терригенных породах (филизчайский);

- медно-свинцово-цинково-колчеданный в осадочно-вулканогенных породах (рудноалтайский);

- свинцово-цинковый стратиформный в карбонатных породах (миргалимсайский).

2. В мировой МСБ по запасам свинца и цинка доминируют месторождения филизчайского (36% и 31% запасов соответственно), мургалимсайского (15,6 и 17%) и рудноалтайского (15,4 и 21,7%) типов. В МСБ России главное значение имеют месторождения следующих типов: филизчайского, рудноалтайского и приаргунского, суммарные запасы которых составляют около 96% для каждого из металлов.

3. Приводятся примеры месторождений трёх формационных типов – филизчайского, мургалимсайского и рудноалтайского.

4. Месторождения каждого типа имеют некоторые характеристики, сближающие их с месторождениями других типов, что в ряде случаев затрудняет отнесение конкретного объекта к тому или иному геолого-промышленному типу. Основой отнесения месторождения, а при прогнозно-поисковых работах участка недр для выбора эта-

лонной модели к тому или иному формационному типу является обстановка локализации месторождения. В частности, на месторождениях группы VMS рудоносными являются вулканогенные формации, рудные тела обычно занимают надвулканическое положение, а локализованы в удалённых туфогенно-терригенных, в ряде случаев углеродистых фациях.

5. Проблема классификации свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений осложняется тем, что многие текстурно-структурные признаки и характеристики генезиса руд в выделенных группах являются конвергентными. Практически все рудовмещающие разрезy при преобладании пород одного типа содержат горизонты других типов, что делает традиционное деление отчасти условным.

6. Правильное использование классификаций месторождений позволяет эффективно управлять ресурсами и повышать экономическую отдачу от прогнозно-поисковых и оценочных работ.

7. Перспективным направлением является разработка классификаций, учитывающих как первичные условия рудообразования, так и последующие преобразования руд в ходе метаморфизма и тектонических деформаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В. В., Бойцов В. Е., Григорьев В. М. [и др.] Месторождения металлических полезных ископаемых. – М. : Трикта, 2005. – 720 с.
2. Викентьев И. В., Дамдинов Б. Б., Минина О. Р., Спирина А. В., Дамдинова Л. Б. Классификация процессов полиметаллического рудообразования и переходный VMS–SEDEX–MV-тип – пример гигантского Озерного месторождения в Забайкалье, Россия // Геология рудных месторождений. – Т. 65, № 3. – 2023. – С. 201–237.
3. Галямов А. Л., Волков А. В., Лобанов К. В. Поисковая модель SEDEX-MVT месторождений арктической зоны // Арктика: экология и экономика. – 2016. – № 1(21). – С. 46–55.
4. Горжевский Д. И., Ручкин Г. В., Клименко Н. Г. Минеральное сырьё. Свинец и цинк : Справочник. – М. : ЗАО «Геоинформмарк», 1997. – 47 с.
5. Дергачев А. Л. Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли : специализация 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Дергачев Александр Лукич. – М. : МГУ, 2010. – 262 с.
6. Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява на Южном Урале и колчеданные залежи вообще // Тр. Геол. Ин-та АН СССР. – 1936. – № 5. – С. 26–66.
7. Зайцева М. Н., Кузнецов В. В., Конкин В. Д., Серавина Т. В., Инякин А. В., Богославец Н. Н., Хачатуров М. М. Обстановки формирования месторождений свинца и цинка Ангара-Большепитской минералогической зоны (Енисейский край) // Руды и металлы. – 2020. – № 3. – С. 52–67.
8. Ковалев К. Р., Калинин Ю. А., Лобанов К. В., Наумов Е. А., Боровиков А. А., Сухоруков В. П. Горевское полиметаллическое месторождение (Сибирь, Россия): минеральный состав руд и особенности рудоотложения // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65, №4. – С. 302–336.
9. Кривцов А. И., Бородаевская М. Б., Волчков А. Г. Оценка прогнозных ресурсов меди, свинца, цинка, никеля, кобальта : Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. – М. : ЦНИГРИ, 1986. – Ч. VI. – 107 с.
10. Кривцов А. И., Волчков А. Г., Минина О. В. Месторождения колчеданного семейства. Серия «Модели

- месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» / Под ред. А. И. Кривцова. – М. : ЦНИГРИ, 2001. – 232 с.
11. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Володин Р. Н., Волчков А. Г. Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «медь». – М. : ЦНИГРИ, 2002. – 212 с.
 12. Кривцов А. И., Ручкин Г. В., Кузнецов В. В. Роль и место месторождений рудноалтайского типа в колчеданном семействе // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. – Усть-Каменогорск, 2010. – С. 20–22.
 13. Кузнецов В. В., Брель А. И., Богославец Н. Н., Елишина С. Л., Кузнецова Т. П., Серавина Т. В. Металлогения Приагунской структурно-формационной зоны // Отечественная геология. – 2018. – № 2. – С. 32–43.
 14. Кузнецов В. В., Брель А. И., Кузнецова Т. П., Серавина Т. В., Мигачёв И. Ф., Донец А. И., Кудрявцева Н. Г., Богославец Н. Н., Елишина С. Л. Особенности строения и минералогическая характеристика руд полиметаллического месторождения в вулканогенных ассоциациях (VMS) Нойон-Тологой // Отечественная геология. – 2021. – № 6. – С. 65–84.
 15. Кузнецов В. В., Инякин А. В., Серавина Т. В., Зайцева М. Н., Корчагина Д. А. Перспективы выявления месторождений свинца и цинка в пределах Салаирской и Ангара-Большепитской минерагенических зон // Материалы XI международного конгресса «Цветные металлы и минералы-2019». – Красноярск, 2019. – С. 677–686.
 16. Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Серавина Т. В. [и др.] Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – М. : ЦНИГРИ, 2019. – 207 с.
 17. Кузнецов В. В., Серавина Т. В. Методика поисков коренных месторождений свинца и цинка в вулканогенных ассоциациях на закрытых территориях, основанная на опыте работ ФГБУ «ЦНИГРИ» 2010–2022 гг. // Труды научно-практической конференции «Актуальные проблемы поисковой геологии». – М. : 2023. – С. 159–166.
 18. Кузнецов В. В., Серавина Т. В. Прогноз и поиски месторождений свинца и цинка в вулканогенных (VMS) и терригенно-карбонатных ассоциациях (SEDEX) // Материалы XIV международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле». – М. , 2019. – Т. 2. – С. 173–176.
 19. Кузнецов В. В., Серавина Т. В., Донец А. И., Кудрявцева Н. Г., Кузнецова Т. П., Филиппова С. С. История изучения и основные особенности свинцово-цинково-колчеданных месторождений типа MVT Приаргунской минерагенической зоны // Отечественная геология. – 2023. – № 5. – С. 3–25.
 20. Кузнецов В. В., Серавина Т. В., Корчагина Д. А. Минерально-сырьевая база и обстановки локализации полиметаллических месторождений Сибири // Руды и металлы. – 2017. – № 1. – С. 19–32.
 21. Курбанов Н. К. Основные этапы формирования комбинированных медно-полиметаллических месторождений и их соотношение со стадиями эволюции альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа // Тр. ЦНИГРИ. – 1982. – Вып. 168. – С. 3–18.
 22. Курбанов Н. К., Алиев Г. И., Велиев Г. А. Закономерности размещения и структурные условия локализации колчеданно-медно-пирротиновых месторождений Балакен-Загатайского рудного района // Тр. ЦНИГРИ. – 1971. – Вып. 99. – С. 170–179.
 23. Лобанов К. В., Некос В. В. Месторождения типа SEDEX – важнейший источник Zn, Pb и Ag в мире. Краткий мировой обзор. Перспективы России и Красноярского края // Журнал СФУ. Техника и технологии. – 2017. – № 7. – С. 881–907.
 24. Маракушев А. А., Панях Н. А., Зотов И. А. Петрологическая модель образования сульфидных месторождений // Доклады АН. – 2007. – Т. 416, № 2. – С. 232–235.
 25. Металлогенический кодекс России. Министерство природных ресурсов и экологии РФ, РАН, Отделение наук о Земле / сост. А. И. Кривцов [и др.], отв. ред. Н. В. Межеловский, И. Ф. Мигачев. – М. : Геокарт-ГЕОС, 2012. – 124 с.
 26. Пространственные металлогенические таксоны. Справочное руководство / под ред. А. И. Кривцова и Г. В. Ручкина. – М. : ЦНИГРИ, 2002. – 82 с.
 27. Ручкин Г. В., Донец А. И. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. – М. : ЦНИГРИ, 2002. – 123 с.
 28. Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Кузнецов В. В., Пугачева И. П. Параметрические геолого-поисковые модели колчеданно-полиметаллических месторождений. – М. : ЦНИГРИ, 1992. – 150 с.
 29. Серавина Т. В., Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Кузнецова Т. П., Елишина С. Л. Серебро-свинцово-цинковые месторождения в вулканогенных ассоциациях Черемшанского рудного узла, Дальнегорский рудный район // Руды и металлы. – 2020. – № 2. – С. 47–57.
 30. Смирнов В. И., Бородаевская М. Б. Колчеданные месторождения мира. – М. : Недра, 1979. – 283 с.
 31. Филатов Е. И., Ширай Е. П. Формационный анализ рудных месторождений. – М. : Недра, 1988. – 143 с.
 32. Albardeiro L., Matos J. X., Mendes M., Solá R., Pereira Z., Morais I., Salgueiro R., Pacheco N., Araújo V., Oliveira J. T. Geological correlation of Neves-Corvo Mine and Pomarão Antiform sequences (Iberian Pyrite Belt, Portugal) // Comunicações Geológicas. – 2022. – 107, Especial III. –P. 111–132.

33. Barrie C. T., Hannington M. D. Classification of VMS deposits based on host rock composition // *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings*. – 1999. – P. 2–10.
34. Bastin E. S. Theories of formation of ore deposits // *Scientific American*. – 1939. – V. 49, № 6. – P. 538–547.
35. Carne R. C., Cathro R. J. Sedimentary exhalative (SEDEX) zinc-lead-silver deposits, northern Canadian Cordillera // *CIM Bulletin*. – 1982. – V. 75, № 840. – P. 66–78.
36. Cox D. P., Singer D. A. Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin. – 1693. – 379 p.
37. Franklin J. M., Sangster D. M., Lydon J. W. Volcanic-associated massive sulfide deposits // *Econ. Geol.* – 1981. – 75th Anniv. vol. – P. 485–627.
38. Galley A. G., Hannington M., Jonasson I. Volcanogenic massive sulphide deposits, in: *Mineral deposits of Canada – A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*. – 2007. – Special Publication 5. – P. 141–161.
39. Gaspar O. C. Mineralogy and sulfide mineral chemistry of Neves-Corvo ores, Portugal: insight into their genesis // *The Canadian Mineralogist*. – 2002. – V. 40. – P. 611–636.
40. Goodfellow W. D., Lydon J. W. Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits // *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geol. Assoc. Canada, Mineral Deposits Division. – 2007. – Special Publ. № 5. – P. 163–183.
41. Kuznetsov V. V., Seravina T. V. VMS and SEDEX (+MVT) deposits of the Russian Federation // *Геология и охрана недр*. – 2020. – № 3. – С. 27–33.
42. Leach D. L., Sangster D. F. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits // *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geol. Assoc. Canada, Mineral Deposits Division. – 2007. – Special Publ. № 5. – P. 185–203.
43. Leach D. L., Sangster D. F., Kelley K. D., Large R. R., Garven G., Allen C.R., Gutzmer J., Walters S. Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective // *Society of Economic Geologists. – Economic Geology One Hundredth Anniversary volume, 1905–2005*. – P. 561–607.
44. Maghfouri S., Hosseinzadeh M. R., Rajabi A., Choulet F. A review of major nonsulfide zinc deposits in Iran // *Geoscience Frontiers*. – 2018. – 9. – P. 249–272.
45. Mohseni M. E., Hassannezhad A. A., Taghipour N. The Mehdiabad zinc-lead-barite deposit in Iran: Implications for fluid inclusion and stable isotopes // *Paideuma journal*. – 2021. – V. XIV, Is. 2. – P. 76–102.
46. Mosier D. L., Berger V. I., Singer D. A. Volcanogenic massive sulfide deposits of the world – Database and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report. – 2009. – 1034. – 46 p.
47. Newall P., Hill A., Ellis R., King P., Holley S. NI 43-101 Technical report for the Neves-Corvo mine, Portugal. – Lunding mining. – 2017. – 236 p.
48. Pirajno F. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. – Netherlands : Springer, 2009. – 1252 p.
49. Reichert J., Borg G. 2008. Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits // *Ore Geology Reviews*. – 33. – P. 134–151.
50. Relvas J., Barriga F., Ferreira A., Noiva P., Pacheco N., Barriga F. Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic hosted massive sulphide deposit, Portugal. I // *Geology, mineralogy, and geochemistry. Economic Geology*. – 2006. – 101. – P. 753–790.
51. Sangster D. F. Carbonate-hosted lead-zinc deposits // *Society of Economic Geologists*. – 1996. – Special Publ. № 4. – 664 p.
52. Shanks W. C., Thurston R. Volcanogenic massive sulfide occurrence model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report. – 2010-5070-C. – 2012. – 345 p.

REFERENCES

1. Avdonin V. V., Boytsov V. Ye., Grigor'yev V. M. [et al.] *Mestorozhdeniya metallicheskih poleznykh iskopayemykh [Deposits of metallic minerals]*, Moscow, Triksa publ., 2005, 720 p. (In Russ.)
2. Vikent'yev I. V., Damdinov B. B., Minina O. R., Spirina A. V., Damdinova L. B. Klassifikatsiya protsessov polimetallicheskogo rudoobrazovaniya i perekhodnyy VMS–SEDEX–MV-tip – primer gigantaskogo Ozernogo mestorozhdeniya v Zabaykal'ye, Rossiya [Classification of polymetallic ore formation processes and transitional VMS–SEDEX–MV type – an example of the giant Ozernoye deposit in Transbaikalia, Russia], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, V. 65, No. 3, 2023, pp. 201–237. (In Russ.)
3. Galyamov A. L., Volkov A. V., Lobanov K. V. Poiskovaya model' SEDEX-MVT mestorozhdeniy arkticheskoy zony [SEDEX-MVT Search Model for Arctic Zone Deposits], *Arktika: ekologiya i ekonomika*, 2016, No. 1(21), pp. 46–55. (In Russ.)

4. Gorzhevskiy D. I., Ruchkin G. V., Klimenko N. G. Mineral'noye syr'ye. Svinets i tsink, Spravochnik [Mineral raw materials. Lead and zinc, Handbook], Moscow, ZAO «Geoinformmark» publ., 1997, 47 p. (In Russ.)
5. Dergachev A. L. Evolyutsiya vulkanogennoy kolchedanoobrazovaniya v istorii Zemli [Evolution of volcanogenic pyrite formation in the history of the Earth], Moscow, MGU publ., 2010, 262 p. (In Russ.)
6. Zavaritskiy A. N. Kolchedannoye mestorozhdeniye Blyava na Yuzhnom Urale i kolchedannyye zalezhi voobshche [The Blyava pyrite deposit in the Southern Urals and pyrite deposits in general], Tr. Geol. In-ta AN SSSR, 1936, No. 5, pp. 26–66. (In Russ.)
7. Zaytseva M. N., Kuznetsov V. V., Konkin V. D., Seravina T. V., Inyakin A. V., Bogoslavets N. N., Khachaturov M. M. Obstanovki formirovaniya mestorozhdeniy svintsya i tsinka Angaro-Bol'shepitskoy mineragenicheskoy zony (Yeniseyskiy kryazh) [Formation environments of lead and zinc deposits of the Angara-Bolshepitskaya mineragenic zone (Yenisei Ridge)], Rudy i metally, 2020, No. 3, pp. 52–67. (In Russ.)
8. Kovalev K. R., Kalinin Yu. A., Lobanov K. V., Naumov Ye. A., Borovikov A. A., Sukhorukov V. P. Gorevskoye polimetallicheskoye mestorozhdeniye (Sibir', Rossiya): mineral'nyy sostav rud i osobennosti rudotolozheniya [Gorevskoye polymetallic deposit (Siberia, Russia): mineral composition of ores and features of ore deposition], Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 2023, V. 65, No. 4, C. 302–336. (In Russ.)
9. Krivtsov A. I., Borodayevskaya M. B., Volchkov A. G. Otsenka prognoznnykh resursov medi, svintsya, tsinka, nikelya, kobal'ta, Metodicheskoye rukovodstvo po otsenke prognoznnykh resursov tverdykh poleznykh iskopayemykh [Evaluation of predicted resources of copper, lead, zinc, nickel, cobalt, Methodological guide to assessing predicted resources of solid minerals], Moscow, TSNIGRI publ., 1986, CH. VI, 107 p. (In Russ.)
10. Krivtsov A. I., Volchkov A. G., Minina O. V. Mestorozhdeniya kolchedannogo semeystva. Seriya «Modeli mestorozhdeniy almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov» [Deposits of the pyrite family. Series «Models of deposits of diamonds, noble and non-ferrous metals»], ed. Krivtsov A. I., Moscow, TSNIGRI publ., 2001, 232 p. (In Russ.)
11. Krivtsov A. I., Migachev I. F., Volodin R. N., Volchkov A. G. Otsenka prognoznnykh resursov almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov. Vypusk “med” [Evaluation of predicted resources of diamonds, precious and non-ferrous metals. Issue “copper”], Moscow, TSNIGRI publ., 2002, 212 p. (In Russ.)
12. Krivtsov A. I., Ruchkin G. V., Kuznetsov V. V. Rol' i mesto mestorozhdeniy rudnoaltayskogo tipa v kolchedannom semeystve [The role and place of deposits of the Ore-Altai type in the pyrite family], Bol'shoy Altay – unikal'naya redkometall'no-zoloto-polimetallicheskaya provintsiya Tsentral'noy Azii, Ust'-Kamenogorsk, 2010, pp. 20–22. (In Russ.)
13. Kuznetsov V. V., Brel' A. I., Bogoslavets N. N., Yelshina S. L., Kuznetsova T. P., Seravina T. V. Metallogeniya Priargunskoy strukturno-formatsonnoy zony [Metallogeny of the Priargunskaya structural-formational zone], Otechestvennaya geologiya, 2018, No. 2, pp. 32–43. (In Russ.)
14. Kuznetsov V. V., Brel' A. I., Kuznetsova T. P., Seravina T. V., Migachov I. F., Donets A. I., Kudryavtseva N. G., Bogoslavets N. N., Yelshina S. L. Osobennosti stroyeniya i mineralogicheskaya kharakteristika rud polimetallicheskogo mestorozhdeniya v vulkanogennykh assotsiatsiyakh (VMS) Noyon-Tologoy [Structural features and mineralogical characteristics of ores of the Noyon-Tologoy polymetallic deposit in volcanogenic associations (VMS)], Otechestvennaya geologiya, 2021, No. 6, pp. 65–84. (In Russ.)
15. Kuznetsov V. V., Inyakin A. V., Seravina T. V., Zaytseva M. N., Korchagina D. A. Perspektivy vyyavleniya mestorozhdeniy svintsya i tsinka v predelakh Salairskoy i Angaro-Bol'shepitskoy mineragenicheskikh zon [Prospects for identifying lead and zinc deposits within the Salair and Angara-Bolshepitskaya mineragenic zones], Krasnoyarsk, 2019, pp. 677–686. (In Russ.)
16. Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Seravina T. V. [et al.] Osnovy prognoza i poiskov kolchedanno-polimetallicheskikh mestorozhdeniy Rudnogo Altaya, Moscow, TSNIGRI publ., 2019, 207 p. (In Russ.)
17. Kuznetsov V. V., Seravina T. V. Metodika poiskov korennykh mestorozhdeniy svintsya i tsinka v vulkanogennykh assotsiatsiyakh na zakrytykh territoriyakh, osnovannaya na opyte rabot FGBU «TSNIGRI» 2010–2022 gg. [Methodology for prospecting for primary lead and zinc deposits in volcanogenic associations in closed areas, based on the experience of the Federal State Budgetary Institution «TSNIGRI» in 2010–2022], Trudy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Aktual'nyye problemy poiskovoy geologii», Moscow, 2023, pp. 159–166. (In Russ.)
18. Kuznetsov V. V., Seravina T. V. Prognoz i poiski mestorozhdeniy svintsya i tsinka v vulkanogennykh (VMS) i terrigenno-karbonatnykh assotsiatsiyakh (SEDEX) [Forecast and prospecting for lead and zinc deposits in volcanogenic (VMS) and terrigenous-carbonate associations (SEDEX)], Materialy XIV mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Novyye idei v naukakh o Zemle», Moscow, 2019, V. 2, pp. 173–176. (In Russ.)
19. Kuznetsov V. V., Seravina T. V., Donets A. I., Kudryavtseva N. G., Kuznetsova T. P., Filippova S. S. Istoriya izucheniya i osnovnyye osobennosti svintsovo-tsin-kovo-kolchedannyykh mestorozhdeniy tipa MVT Priargunskoy mineragenicheskoy zony [History of the study and main features of lead-zinc-pyrite deposits of the MVT type of the Priargunsky mineragenic zone],

- Otechestvennaya geologiya, 2023, No. 5, pp. 3–25. (In Russ.)
20. Kuznetsov V. V., Seravina T. V., Korchagina D. A. Mineral'no-syr'yevaya baza i obstanovki lokalizatsii polimetallicheskih mestorozhdeniy Sibiri [Mineral resource base and localization environments of polymetallic deposits in Siberia], Rudy i metally, 2017, No. 1, pp. 19–32. (In Russ.)
21. Kurbanov N. K. Osnovnyye etapy formirovaniya kombinirovannykh medno-polimetallicheskih mestorozhdeniy i ikh sootnosheniye so stadiyami evolyutsii al'piyskoy terrigennoy geosinklinali Bol'shogo Kavkaza [The main stages of formation of combined copper-polymetallic deposits and their relationship with the stages of evolution of the Alpine terrigenous geosyncline of the Greater Caucasus], Tr. TSNIGRI, 1982, Is. 168, pp. 3–18. (In Russ.)
22. Kurbanov N. K., Aliyev G. I., Veliyev G. A. Zakonomernosti razmeshcheniya i strukturnyye usloviya lokalizatsii kolchedanno-medno-pirrotinovykh mestorozhdeniy Balaken-Zagatal'skogo rudnogo rayona [Regularities of placement and structural conditions of localization of pyrite-copper-pyrrhotite deposits of the Balaken-Zagatala ore region], Tr. TSNIGRI, 1971, Is. 99, pp. 170–179. (In Russ.)
23. Lobanov K. V., Nekos V. V. Mestorozhdeniya tipa SEDEX – vazhneyshiy istochnik Zn, Pb i Ag v mire. Kratkiy mirovoy obzor. Perspektivy Rossii i Krasnoyarskogo kraya [SEDEX-type deposits are the most important source of Zn, Pb and Ag in the world. Brief world review. Prospects of Russia and Krasnoyarsk Krai], Zhurnal SFU. Tekhnika i tekhnologii, 2017, No. 7, pp. 881–907. (In Russ.)
24. Marakushev A. A., Paneyakh N. A., Zotov I. A. Petrologicheskaya model' obrazovaniya sul'fidnykh mestorozhdeniy [Petrological model of formation of sulfide deposits], Dokl. AN, 2007, V. 416, No. 2, pp. 232–235. (In Russ.)
25. Metallogenicheskiy kodeks Rossii. Ministerstvo prirod. resursov i ekologii RF, Ros. akad. nauk, Otdeleniye nauk o Zemle [Metallogenic Code of Russia. Ministry of Natural Resources and Environment of the Russian Federation, Russian Academy of Sciences, Department of Earth Sciences], compiled by A. I. Krivtsov [et al.], ed. N. V. Mezhelovskiy, I. F. Migachev, Moscow, Geokart-GEOS publ., 2012, 124 p. (In Russ.)
26. Prostranstvennyye metallogenicheskiye taksony. Spravochnoye rukovodstvo [Spatial metallogenic taxa. Reference manual], ed. Krivtsov A. I., Ruchkin G. V., Moscow, TSNIGRI publ., 2002, 82 p. (In Russ.)
27. Ruchkin G. V., Donets A. I. Stratiformnyye svintsovo-tsinkovyie mestorozhdeniya v karbonatnykh tolshchakh. Seriya: Modeli mestorozhdeniy blagorodnykh i tsvetnykh metallov [Stratiform lead-zinc deposits in carbonate strata. Series: Models of deposits of noble and non-ferrous metals], Moscow, TSNIGRI publ., 2002, 123 p. (In Russ.)
28. Ruchkin G. V., Konkin V. D., Kuznetsov V. V., Pugacheva I. P. Parametricheskiye geologo-poiskovyie modeli kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy [Parametric geological exploration models of pyrite-polymetallic deposits], Moscow, TSNIGRI publ., 1992, 150 p. (In Russ.)
29. Seravina T. V., Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Kuznetsova T. P., Yelshina S. L. Serebro-svintsovo-tsinkovyie mestorozhdeniya v vulkanogennykh assotsiatsiyakh Cheremshanskogo rudnogo uzla, Dal'negorskii rudnyy rayon [Silver-lead-zinc deposits in volcanogenic associations of the Cheremshansky ore cluster, Dalnegorsk ore region], Rudy i metally, 2020, No. 2, pp. 47–57. (In Russ.)
30. Smirnov V. I., Borodayevskaya M. B. Kolchedannyye mestorozhdeniya mira [Pyrite deposits of the world], Moscow, Nedra publ., 1979, 283 p. (In Russ.)
31. Filatov Ye. I., Shiray Ye. P. Formatsionnyy analiz rudnykh mestorozhdeniy [Formational analysis of ore deposits], Moscow, Nedra publ., 1988, 143 p. (In Russ.)
32. Albardeiro L., Matos J. X., Mendes M., Solá R., Pereira Z., Morais I., Salgueiro R., Pacheco N., Araújo V., Oliveira J. T. Geological correlation of Neves-Corvo Mine and Pomarão Antiform sequences (Iberian Pyrite Belt, Portugal), Comunicações Geológicas, 2022, 107, Especial III, P. 111–132.
33. Barrie C. T., Hannington M. D. Classification of VMS deposits based on host rock composition, Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings, 1999, pp. 2–10.
34. Bastin E. S. Theories of formation of ore deposits, Scientific American, 1939, V. 49, No. 6, pp. 538–547.
35. Carne R. C., Cathro R. J. Sedimentary exhalative (SEDEX) zinc-lead-silver deposits, northern Canadian Cordillera, CIM Bulletin, 1982, V. 75, No. 840, pp. 66–78.
36. Cox D. P., Singer D. A. Mineral deposit models: U.S. Geological Survey Bulletin, 1693, 379 p.
37. Franklin J. M., Sangster D. M., Lydon J. W. Volcanic-associated massive sulfide deposits, Econ. Geol., 1981, 75th Anniv. Vol., pp. 485–627.
38. Galley A. G., Hannington M., Jonasson I. Volcanogenic massive sulphide deposits, in: Mineral deposits of Canada – A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 2007, Special Publication 5, pp. 141–161.
39. Gaspar O. C. Mineralogy and sulfide mineral chemistry of Neves-Corvo ores, Portugal: insight into their genesis, The Canadian Mineralogist, 2002, V. 40, pp. 611–636.

40. *Goodfellow W. D., Lydon J. W.* Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits, Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geol. Assoc. Canada, Mineral Deposits Division, 2007, Special Publ. No. 5, pp. 163–183.
41. *Kuznetsov V. V., Seravina T. V.* VMS and SEDEX (+MVT) deposits of the Russian Federation, *Geologiya i okhrana nedr*, 2020, No. 3, pp. 27–33.
42. *Leach D. L., Sangster D. F.* Mississippi Valley-type lead-zinc deposits, Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geol. Assoc. Canada, Mineral Deposits Division, 2007, Special Publ. No. 5, pp. 185–203.
43. *Leach D. L., Sangster D. F., Kelley K. D., Large R. R., Garven G., Allen C.R., Gutzmer J., Walters S.* 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective, Society of Economic Geologists, Economic Geology One Hundredth Anniversary volume, 1905–2005, pp. 561–607.
44. *Maghfouri S., Hosseinzadeh M. R., Rajabi A., Choulet F.* A review of major nonsulfide zinc deposits in Iran, *Geoscience Frontiers*, 2018, 9, pp. 249–272.
45. *Mohseni M. E., Hassannezhad A. A., Taghipour N.* The Mehdiabad zinc-lead-barite deposit in Iran: Implications for fluid inclusion and stable isotopes, *Paideuma journal*, 2021, V. XIV, Is. 2, pp. 76–102.
46. *Mosier D. L., Berger V. I., Singer D. A.* Volcanogenic massive sulfide deposits of the world – Database and grade and tonnage models: U.S. Geological Survey Open-File Report, 2009, 1034, 46 p.
47. *Newall P., Hill A., Ellis R., King P., Holley S.* NI 43-101 Technical report for the Neves-Corvo mine, Portugal, Lunding mining, 2017, 236 p.
48. *Pirajno F.* Hydrothermal Processes and Mineral Systems, Netherlands, Springer, 2009, 1252 p.
49. *Reichert J., Borg G.* 2008. Numerical simulation and a geochemical model of supergene carbonate-hosted non-sulphide zinc deposits, *Ore Geology Reviews*, 33, pp. 134–151.
50. *Relvas J., Barriga F., Ferreira A., Noiva P., Pacheco N., Barriga F.* Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic hosted massive sulphide deposit, Portugal. I, *Geology, mineralogy, and geochemistry. Economic Geology*, 2006, 101, pp. 753–790.
51. *Sangster D. F.* Carbonate-hosted lead-zinc deposits, Society of Economic Geologists, 1996, Special Publication 4, 664 p.
52. *Shanks W. C., Thurston R.* Volcanogenic massive sulfide occurrence model: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2010-5070-C, 2012, 345 p.

Статья поступила в редакцию 04.07.25; одобрена после рецензирования 15.07.25; принята к публикации 16.07.25.
The article was submitted 04.07.25; approved after reviewing 15.07.25; accepted for publication 16.07.25.

Влияние металлогении ранних эпох развития Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России) на минералогию и геохимию среднепалеозойских эпипермальных месторождений

Аннотация. Приведены примеры влияния металлогении ранних эпох развития Омолонского кратонного террейна (ОКТ) от архея и протерозоя до рифея и раннего палеозоя на минералогию и геохимию среднепалеозойских эпипермальных Au-Ag месторождений Кедонского вулканического пояса (КВП). Показано, что привнос металлов Fe, Pb, Cu, Au и PGE из древних образований фундамента более молодых вулканических построек КВП служил дополнительным источником вещества при формировании Au-Ag среднепалеозойских эпипермальных руд. Приведённая в статье информация имеет большое практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки месторождений золота.

Ключевые слова: Северо-Восток России, Омолонский кратонный террейн, металлогения, эпипермальные Au-Ag месторождения, минералогия, геохимия, железо, свинец, медь, PGE.

САВВА НАТАЛЬЯ ЕВГЕНЬЕВНА, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник¹,
nsavva7803@mail.ru

ВОЛКОВ АЛЕКСАНДР ВЛАДИМИРОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией²,
tma2105@mail.ru

КУЗНЕЦОВ ВАСИЛИЙ МАРКОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник³,
kuznetsov12@mail.ru

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук (СВКНИИ ДВО РАН), г. Магадан

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

Influence of the metallogeny of early development epochs of the Omolon cratonic terrane (Northeastern Russia) on the mineralogy and geochemistry of middle Paleozoic epithermal ore deposits

N. E. SAVVA¹, A. V. VOLKOV², V. M. KUZNETSOV³

¹ FSBIS N. A. Shilo North-East Complex Research Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan

² Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow

³ A. P. Karpinsky All-Russian Research Geological Institute, St. Petersburg

Annotation. Examples are presented of an influence of the metallogeny of early development epochs of the Omolon cratonic terrane (OCT), from the Archean and Proterozoic to the Riphean and early Paleozoic, on the mineralogy and geochemistry of middle Paleozoic epithermal Au-Ag deposits of the Kedon volcanic belt (KVB). It is shown that the input of metals (Fe, Pb, Cu, Au, and PGE) from the ancient basement formations of younger volcanic edifices of the KVB served as an additional source of matter during the formation of middle Paleozoic Au-Ag epithermal ores. The information provided in the article is of great practical importance for regional forecasting metallogenic interpretations, prospecting, and evaluation of gold deposits.

Key words: Northeastern Russia, Omolon cratonic terrane, metallogeny, epithermal Au-Ag deposits, mineralogy, geochemistry, iron, lead, copper, PGE.

Введение. При металлогенических исследованиях одной из главных задач следует считать выявление металлогенической специфики различных эпох развития земной коры в пределах единых территорий, т. е. эволюцию рудообразования во времени [17]. Этот вопрос положительно решается на вещественном уровне и связан с мобилизацией ведущих (специфических) металлов, типоморфных для ранних эпох, и накоплением их в минералах и рудах более молодых образований.

Докембрийские щиты, к которым относится и Омогонский кратонный террейн (ОКТ), – важнейшие источники многих видов минерального сырья для горнодобывающей промышленности в мире. Они вмещают крупнейшие месторождения железа, марганца, золота, хрома, алмазов, платиноидов, никеля, меди, полиметаллов, титана, ванадия, урана и других полезных ископаемых и могут рассматриваться в качестве наиболее перспективных металлогенических провинций на открытие новых крупных месторождений. Однако независимо от широкого спектра минеральных богатств исторически именно золото остаётся наиболее предпочтительным для геологических исследований этих древнейших геологических образований.

Омогонский кратонный террейн – показательный геологический объект для проведения исследований эволюции металлогении во времени. В строении ОКТ выделяется несколько структурных ярусов: дорифейский метаморфический фундамент, нижний ярус чехла, сложенный рифейскими, кембрийскими и ордовикскими в основном карбонатно-терригенными толщами (рис. 1, А), которые перекрываются вулканитами среднепалеозойского Кедонского вулканического пояса (КВП) и позднемезозойского Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) (см. рис. 1, Б). Каждый из упомянутых выше структурных ярусов имеет свои металлогенические особенности, выражающиеся в формировании многочисленных месторождений и рудопроявлений различных формационных типов [24]. Отмечается, что от архея до позднего мезозоя в ОКТ возрастает степень концентрации элементов от древних к молодым структурно-вещественным комплексам [10, 11]. Разновозрастная и разнообразная металлогения ОКТ с начала изучения вызывает вопросы о причинах высокой рудоносности его территории и источниках рудного вещества.

С юго-востока на северо-запад в пределах ОКТ выделяются три крупных вулканических ареала

КВП: Кедонский, Рассошинский и Токур-Юряхский (см. рис. 1, Б). Суммарная мощность вулканических покровов Кедонского наиболее крупного сегмента достигает 1500–2000 м в центральной части, сокращаясь к окраинным частям до 500–1200 м. Вулканиты залегают на подстилающих толщах с резким угловым несогласием и слагают моноклинали с углами наклона слоёв не более 5–15°. Возраст вулканитов кедонского комплекса определён радиологическими методами (Rb–Sr анализ: 334–377 млн лет) и сравнительно редкими находками органических остатков [8].

В КВП формировались рудные месторождения, типичные для окраинно-континентальных и островодужных вулканоплутонических поясов [4, 24]. В их размещении отмечаются элементы латеральной зональности (в современных координатах) от Cu–Mo–порфирового на востоке, через Au–Ag–эпитермальное к золотоносным джаспероидам на западе [29]. Важная металлогеническая особенность КВП – отсутствие оловорудных месторождений, широко развитых в ОЧВП.

В 1990-х гг. КВП привлёк особое внимание благодаря открытию крупного эпитермального Au–Ag месторождения Кубака – одного из богатейших в мире [3]. В результате последовавшего развития геологоразведочных работ в КВП были открыты многочисленные новые Au–Ag эпитермальные месторождения и рудопроявления. Оруденение этих месторождений КВП весьма специфично [2, 18, 20–23]. Большинство из месторождений имеют полихронный (многоэтапный) стиль развития. В оруденении раннего этапа отражаются особенности состава древнего фундамента и чехла Омогонского террейна, лежащих в основании рудовмещающих вулканоструктур. В связи с этим с момента открытия дискутируется возраст Au–Ag эпитермальных месторождений КВП [25].

За прошедшие с ввода в строй Кубакинского ГОКа годы из руд месторождений КВП были добыты более 200 т золота и столько же серебра. В настоящее время основное производство Омогонского хаба ПАО «Полиметалл»¹ сосредоточено на разработке месторождений Биркачан и Бургали, где ведётся добыча золота и серебра. Богатые руды поступают на золотоизвлекательную фабрику рудника «Кубака». Бедные руды перерабатывают на сезонной фабрике кучного выщелачивания

¹ <https://www.polymetal.ru/assets/where-we-operate/omolon-hub/>

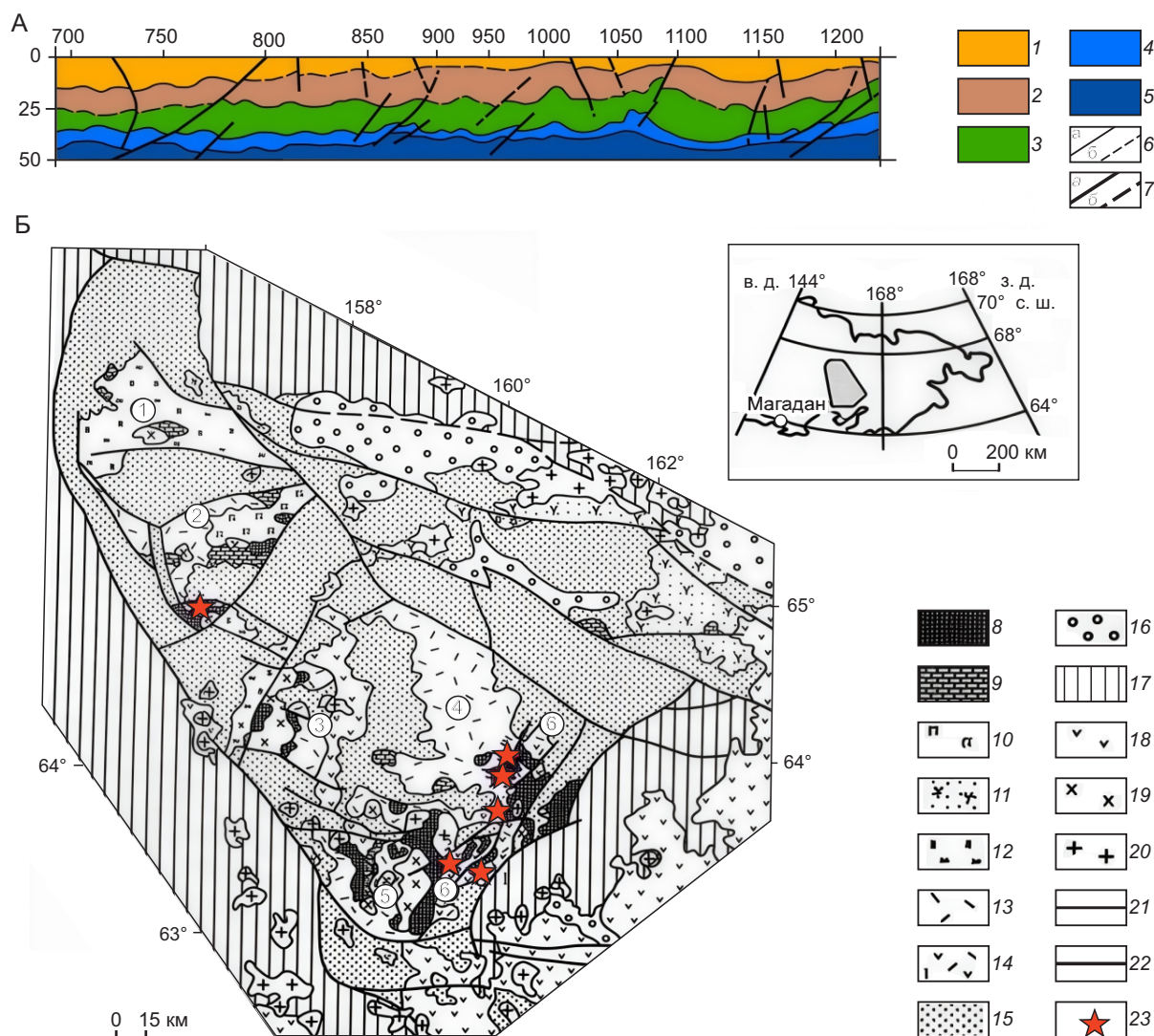


Рис. 1. Глубинный разрез по осреднённой линии опорного сейсмического профиля 2-ДВ через южную часть Омолонского кратонного террейна [12] – А и размещение изученных месторождений и рудопроявлений в пределах Кедонского вулканического пояса (КВП) на Омолонском кратонном террейне, тектоническая схема – Б. По [5, 6, 13], дополненная:

1–4 – слои земной коры: 1 – осадочно-вулканогенный, 2 – гранитно-метаморфический, 3 – гранулит-базитовый, 4 – слой коромантийной смеси; 5 – верхняя мантия Земли; 6 – границы слоёв: а – достоверные, б – предполагаемые; 7 – разломы, выделенные: а – уверенно и б – предположительно; 8 – выступы дорифейского фундамента; 9–16 – чехол: 9–10 – нижний структурный ярус: 9 – осадочные отложения (рифей–ордовик), 10 – вулканогенно-осадочные образования (кембрий, визуальнинская и сезамская свиты), 11–14 – средний структурный ярус (девон): 11 – Намындыкано-Моланджинская структурно-фациальная зона, вулканогенно-осадочные образования, 12–14 – Юкагирская структурно-фациальная зона, субаэральные вулканогенные образования (кедонская серия): 12 – трахиандезибазальты-трахириолиты, 13 – преимущественно лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, дацитов, 14 – лавы, игнимбриты, туфы риолитов, трахириолитов, андезиты, трахиандезиты, 15–16 – верхний структурный ярус: 15 – осадочные отложения (нижний карбон–средняя юра), 16 – осадочные и вулканогенные образования (верхняя юра–нижний мел); 17 – структуры складчатого обрамления массива; 18 – меловые вулканогенные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 19–20 – интрузивные комплексы: 19 – палеозойские, 20 – раннемеловые; 21 – геологические границы; 22 – разломы; 23 – изученные эпитермальные Au-Ag месторождения и рудопроявления; цифры в кружках: 1–5 – вулканические ареалы КВП: 1 – Токур-Юряхский, 2 – Рассошинский, 3 – Абкитский, 4 – Кедонский, 5 – Ольдянинско-Коаргычанский; 6 – Анмандыканская вулканическая зона; на врезке: положение ОКТ на карте Северо-Востока России

рудника «Биркачан». Ежегодно из руд месторождений КВП компания производит около 6 т золота и 12 т серебра.

Настоящая статья подготовлена на основании доклада, сделанного на XIV Международной научно-практической конференции «Геология, прогноз, поиски и оценка месторождений алмазов, благородных и цветных металлов» 15 апреля 2025 г. в ФГБУ «ЦНИГРИ» (г. Москва).

Цель статьи – показать влияние металлогении ранних эпох развития ОКТ на минералогию и геохимию среднепалеозойских Au-Ag эпитеpmальных месторождений КВП (см. рис. 1, Б). В связи с этим далее рассмотрим примеры привноса ряда металлов, ремобилизованных из древнего фундамента и чехла ОКТ и переотложенных в эти руды.

Минералы и примесь железа в рудах среднепалеозойских эпитеpmальных Au-Ag месторождений. Формирование залежей железистых кварцитов происходило в среднем рифее (PR_2), на что указывает Rb-Sr изотопия (1150 ± 78 млн лет) [6]. Железное оруденение максимально развито в Южно-Омолонском рудном районе. Галька железистых руд присутствует в конгломератах средне-рифейской нючалинской свиты. Образованию железистых кварцитов предшествовали динамометаморфизм кристаллического фундамента и внедрение тел и даек габбродолеритов раннерифейского стрелкинского комплекса. Формирование железистых руд связывается с процессами предпозднерифейской деструкции кристаллического фундамента и базитовым магматизмом.

С одной стороны, железные руды обнаруживают приуроченность к участкам развития наиболее гранитизированных пород, а с другой, к зонам проявления предпозднерифейских деструктивных процессов. Это можно объяснить тем, что высвобождавшееся при гранитизации (при дебазификации) железо в основном опускалось книзу, оседая на нижней границе фронта гранитизации и мобилизовалось при последующей активизации раннепротерозойских гранитогнейсовых куполов [9].

Для месторождений более молодых эпох Fe-специализация отражается в широком развитии гематитизации метасоматитов и присутствии гематита в рудах эпитеpmальных Au-Ag месторождений, локализованных в вулканитах (D_{2-3}) КВП (рис. 2). Значительные примеси Fe (до 8,5 мас.%) отмечаются в сульфиде серебра – акантите – на месторождениях Кубака и Ольча (табл. 1), а также

в появлении группы серебряных колчеданов ряда Ag-Fe-S (рис. 3) и железистого тёмно-красного адуляра (Fe – 11,2 мас.%) на месторождении Ольча (см. рис. 2, Г).

Метагабброиды стрелкинского комплекса, а также архейские метаморфические породы предполагаются в качестве источников золотого оруденения на месторождении Прогнозное (D_{2-3}) в Хивачском выступе фундамента. Золото из докембрийских толщ с железистыми кварцитами (PR_2) и из метабазитов (PR_{st}) в условиях мелководья выносилось и отлагалось в девонских осадках, в последующем перераспределялось и обогащалось под влиянием более поздних магматических и гидротермальных процессов [19]. Окатанная галька гематит-магнетитового состава составляет до 50 % в туфогравелитах (D_{2-3}) КВП, вмещающих это месторождение, а тонкое самородное золото отлагается на катаклазированной гальке гематита (см. рис. 2, А, Б).

Изотопы свинца в рудах среднепалеозойских эпитеpmальных Au-Ag месторождений. Для ряда относительно молодых рудных объектов (D_{2-3} – K_2) Омолонского кратона (Седой, Жаркое, Хивач, Бургачан, Прав. Визуальное и др.) изучены изотопы рудного **Pb** в галените (PbS) [30], показавшие, что он содержит примитивный, обеднённый свинец (^{206}Pb) с модельным возрастом 700–1557 млн лет (табл. 2). Эти данные указывают на то, что Pb древнего происхождения, заимствованный из пород фундамента ОКТ, в ходе палеозойского и мезозойского магматизма и рудообразования был регенерирован, обогащён ураногенным свинцом и вошёл в состав галенита более молодых среднепалеозойских эпитеpmальных Au-Ag месторождений.

Минералы и примеси меди в рудах среднепалеозойских эпитеpmальных Au-Ag месторождений. Повышенные концентрации Cu характерны для протерозойских умеренно щелочных габбродолеритов стрелкинского комплекса (PR_{st}), преобразованных региональным метаморфизмом до метабазитов, а также для раннепалеозойских гранитоидов Абкитского плутона (PZ_1) и силурийского Анмандыканского плутона щелочных сиенитов, где отмечается Cu-Mo минерализация.

Металлоносность силурийских плутонов связана, вероятно, и с тем, что они структурно и генетически связаны с дорифейскими гранитогнейсовыми куполами [9, 28]. В водотоках, дренирующих протерозойские метабазиты стрелкинского

комплекса (PRst), присутствуют медистое золото с каймами аурикуприта (AuCu_3) (рис. 4) и самородная медь. С метасоматически изменёнными кристаллическими породами фундамента и метабазитами стрелкинского комплекса в виде субмикроскопических выделений связано высоко-

пробное (980–800 ‰) медистое золото, содержание меди в золоте 5–15 % [27].

В среднепалеозойских Au-Ag месторождениях КВП Олча и Биркачан установлены медистый акантит (Cu более 1 мас.%) (см. табл. 1); также в рудах этих месторождений отмечается развитие

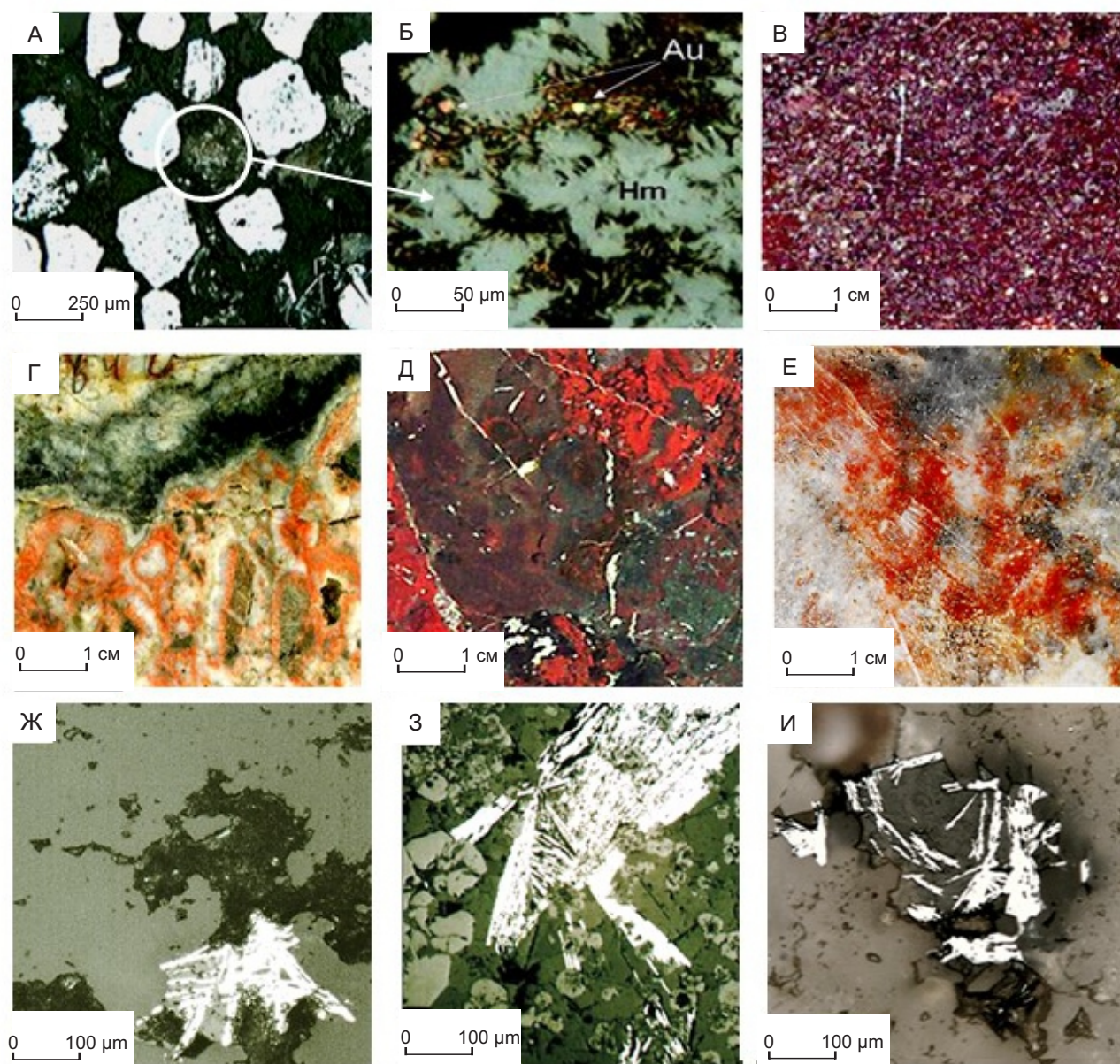


Рис. 2. Присутствие гематита в рудах и метасоматитах среднепалеозойских (D_{2-3}) месторождений:

А–В – месторождение Прогнозное: А – окатанная галька гематита в туфах, Б – высвобождение мелкого золота при разрушении гематита, В – гематитизация туфа; Г – месторождение Олча – железистый адуляр (Fe до 11,2 мас.%) ; Д–Е – гематитизация метасоматитов на месторождениях: Д – Юный, Е – Бургали; Ж–И – гематит в рудах месторождений: Ж – Биркачан, З – Юный, И – Кубака

Табл. 1. Состав акантита (Ag_2S) в рудах среднепалеозойских эпипермальных Au-Ag месторождений ОКТ. По данным рентгеноспектрального анализа, мас.%, [18]

Месторождение	Концентрация элемента						Формульные коэффициенты				
	Ag	S	Cu	Fe	Se	Сумма	Ag	S	Cu	Fe	Se
Кубака	79,80	12,75		8,10		99,25	1,73	0,93		0,34	0
	80,51	13,04		5,12		98,87	1,80	0,98		0,22	0
	76,00	15,50		2,50	1,6	96,36	1,69	1,16		0,11	0,05
	83,10	11,73			4,89	99,70	1,93	0,92			0,16
	83,67	12,70			2,12	98,52	1,94	0,99			0,07
	83,30	12,60			1,23	98,11	1,96	1			0,04
Биркачан	75,63	14,68	6,14	3,54		100,00	1,59	1,04	0,22	0,14	
	72,57	15,68	9,38	2,38		100,00	1,49	1,09	0,33	0,09	
Ольча	81,02	9,13	2,27	0,26	6,10	98,78	1,95	0,74	0,09	0,01	0,20
	84,00	11,31	2,10	0,22	3,20	100,70	1,93	0,88	0,08	0,01	0,10

Примечание. «САМЕВАХ», аналитик Е. М. Горячева (аналитический центр СВКНИИ ДВО РАН).

минералов ряда Ag-Cu-S (ялпаит, маккинстриит, штомеерит и медистое самородное серебро (Cu до 3,3 мас.%) (рис. 5, А), а на месторождении Биркачан широко развит ялпаит Ag_3CuS_2 в сростании с рудными минералами (см. рис. 5, Б).

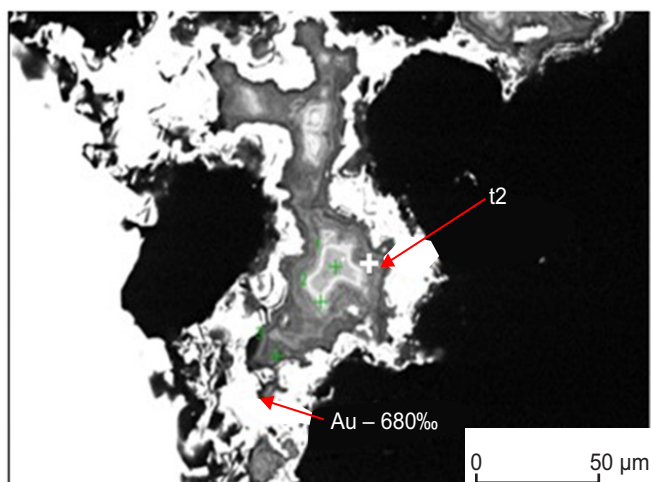


Рис. 3. Выделение фазы Ag-Fe-S (тёмно-серое) в самородном золоте среднедевонского месторождения Кубака ($\text{Ag} - 38,2$, $\text{Fe} - 31,0$, $\text{S} - 28,8$ мас.%):

изображение в отражённых электронах (САМЕВАХ, оператор Е. М. Горячева, аналитический Центр СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан)

Золото в рудах среднепалеозойских эпипермальных Au-Ag месторождений. Для ОКТ характерно усложнение рудноформационного ряда золотого оруденения во времени от золото кварцевое дорифейское → золото-редкометалльного раннепалеозойского → до серебряно-золотого и золото-серебряного среднепалеозойского, а на конечном этапе (поздний мезозой) → до золото-серебряного и серебро-полиметаллического с золотом [7, 10, 11].

Определённый тренд прослеживается в изменении пробности золота во времени (рис. 6). Происходит отчётливая смена преимущественно высокопробного медистого и палладистого золота дорифейского и раннепалеозойского этапов золотом средней пробы (до относительно низкопробного) среднепалеозойской эпохи рудообразования и далее оно сменяется отчётливо низкопробным золотом позднемезозойского этапа. Россыпное золото среди архейских метаморфических образований – высокопробное, с постоянными элементами-примесями в нём Cu и Fe .

PGE в рудах среднепалеозойских эпипермальных Au-Ag месторождений. В пределах рифейского (RF) выступа фундамента на Рассошинском поднятии в микроклин-кварцевых жилах содержание $\text{Au} - 0,05-0,8$ г/т (В. М. Шевченко, 1972 г., рук.). Кроме того, в Рассошинском районе в россыпях встречено также высокопробное палладистое золото, характерное для рифейских рудо-

Табл. 2. Изотопный состав и значения модельных параметров Pb для месторождений и рудопроявлений Омолонского кратонного террейна

Объект (возраст оруденения)	Минеральный тип руд (вмещающие)	Изотопные отношения Pb					$\frac{Th}{U}$	T*, млн лет
		206/204	207/204	208/204	207/206	208/206		
Бургагчан (D ₂₋₃ -K ₂)	Ag-Pb-Zn (дациты, K ₂)	17,183 ± 12	15,454 ± 6	38,041 ± 15	0,898 ± 3	2,209 ± 3	4,53	810
Седое (D ₂₋₃ -K ₂)	Ag-Pb-Zn (риолиты, D ₂₋₃)	17,447 ± 12	15,539 ± 14	38,498 ± 36	0,890 ± 2	2,207 ± 17	4,62	767
Жаркое (D ₂₋₃ -K ₂)	Ag-Pb-Zn (риолиты, D ₂₋₃)	17,236 ± 17	15,578 ± 13	38,620 ± 80	0,9021 ± 6	2,2376 ± 15	4,91	994
Хивач (D ₂₋₃ -K ₂)	Ag-Pb-Zn (риолиты, K ₂)	17,339 ± 12	15,464 ± 12	37,969 ± 43	0,8918 ± 3	2,1898 ± 15	4,35	707
Пр. Визуальное (D ₃ -C ₁)	Ag-Pb-Zn (песчаники, PR ₂)	15,913 ± 20	15,321 ± 19	36,163 ± 57	0,9626 ± 2	2,2723 ± 11	4,31	1577
Упрямое (D ₂₋₃)	Ag-Pb-Zn (риолиты, D ₂₋₃)	16,949 ± 16	15,403 ± 12	36,919 ± 40	0,9089 ± 3	2,1728 ± 20	3,95	895

Примечание. T* – модельный возраст.

литов Приполярного Урала [26], верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы [15], Енисейского кряжа [16] и древних метаморфических пород других регионов мира [31].

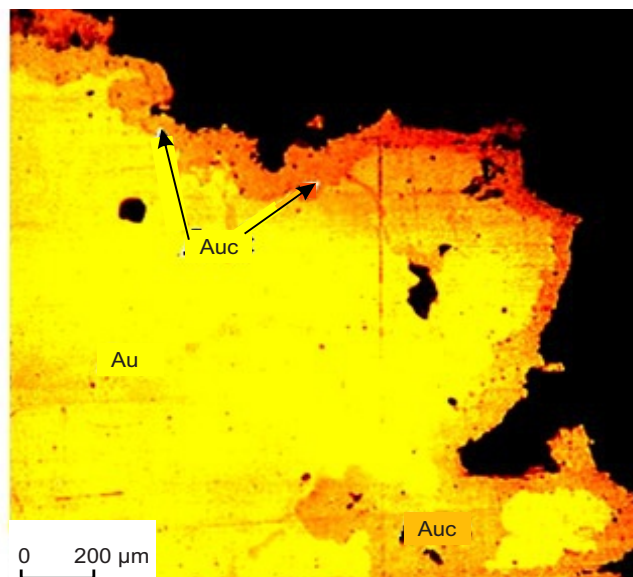


Рис. 4. Медистое золото с каймой аурикуприта из россыпи в водотоке, дренирующей протерозойские метабазиты стрелкинского комплекса (PRst), руч. Кровный [22]

На месторождении Бургали, локализованном в среднепалеозойских вулканитах (D₂₋₃), в двух малых технологических пробах, кроме Au (4,67 и 16,8 г/т) и Ag (106,9 и 57,6 г/т), определено содержание (в г/т): Pt – 0,03, Pd – 0,35, Ru – до 0,003, Ro – 0,004–0,008, Ir – 0,02–0,05 (ICP MS), предполагается их привнос из основания вулканической постройки

Заключение. В заключение отметим, что привнос металлов Fe, Pb, Cu, Au и PGE из древних образований фундамента КВП служил дополнительным источником вещества при формировании Au-Ag среднепалеозойских эпитеермальных руд. Гематит и высокие примеси железа установлены в рудах и метасоматитах среднепалеозойских месторождений Кубака, Ольча, Биркачан и др. Отмечено, что Pb древнего происхождения, заимствованный из пород фундамента КВП, в ходе палеозойской и мезозойской тектономагматической активизации и рудообразования был ремобилизован, обогащён ураногенным свинцом и вошёл в состав галенита более молодых Au-Ag эпитеермальных месторождений (Седой, Жаркое, Хивач и др.).

В рудах среднепалеозойских Au-Ag эпитеермальных месторождений КВП (Ольча и Биркачан) установлены медистый акантит, а также минералы ряда Ag-Cu-S (ялпаит, маккинстриит, штомерит и медистое самородное серебро).

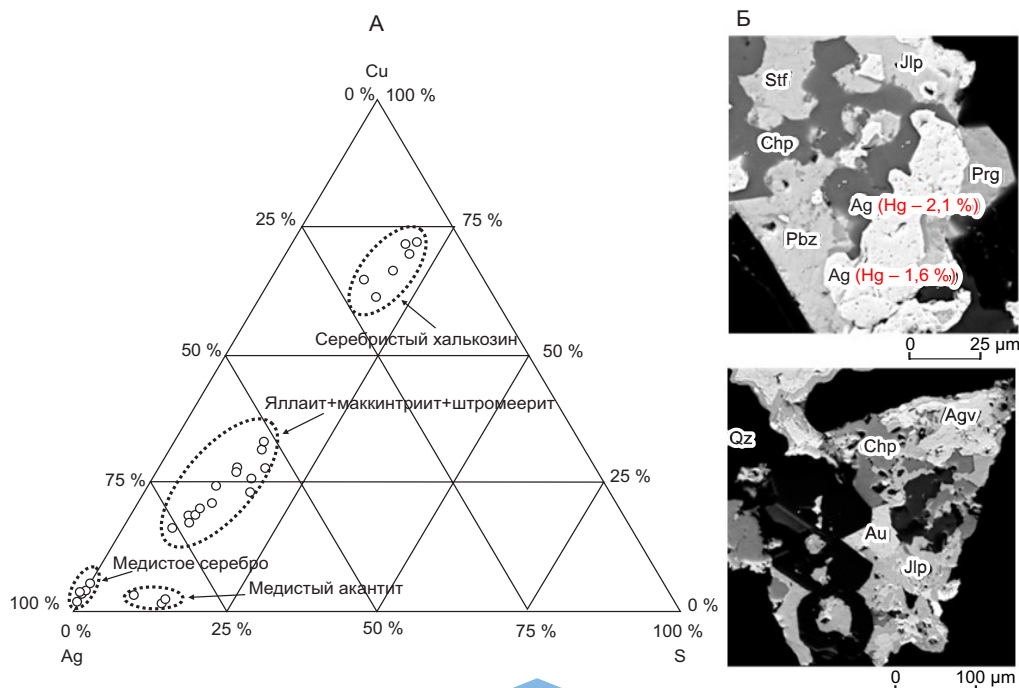


Рис. 5. Cu в рудах среднепалеозойских (D_{2-3}) месторождений:

А – Ольча, тройная диаграмма Ag-Cu-S; Б – Биркачан, яллаит (Ag_3CuS_2) в сростании с рудными минералами, снимок в рассеянных электронах (JSM-5610LV, Япония; СЭМ, аналитическая лаборатория ИГЕМ РАН, аналитик Л. А. Левицкая)

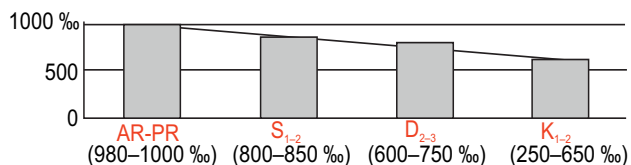


Рис. 6. Тренд снижения пробности самородного золота на ОКТ во времени (по средневзвешенному значению)

В двух малых технологических пробах из среднепалеозойских Au-Ag руд определено содержание PGE, которые, вероятно, были привне-

сены из древнего основания вулканической постройки, вмещающей месторождение Бургали.

Установлено последовательное снижение пробности самородного золота в рудах месторождений разного возраста – от архея до раннего мезозоя включительно.

Приведённая в статье информация имеет большое практическое значение для региональных прогнозно-металлогенических построений, поисков и оценки месторождений золота.

Работа выполнена при финансовой поддержке тем Госзадания СВКНИИ ДВО РАН и ИГЕМ РАН (№ госрегистрации 124022400144-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абисалов Э. Г., Кузнецов В. М. Особенности структуры геохимического поля Колымо-Омолонского региона // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 2. Металлогения. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 223–224.
2. Волков А. В., Савва Н. Е., Ишков Б. И., Сидоров А. А., Колова Е. Е., Мурашов К. Ю. Палеозойское Au-Ag эпitherмальное месторождение Бургали (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. – 2021. – Т. 63, № 1. – С. 40–61.
3. Волков А. В., Сидоров А. А., Савва Н. Е., Прокофьев В. Ю., Колова Е. Е., Мурашов К. Ю., Земскова М. И. Особенности эпitherмального рудообразования в Кедонском палеозойском вулканоплутоне.

- ническом поясе Северо-Востока России по данным геохимических исследований Au-Ag оруденения // Вулканология и сейсмология. – 2016. – № 6. – С. 3–21.
4. Волков А. В., Сидоров В. А., Савва Н. Е. [и др.] Металлогения золота и серебра Кедонского (D_{2-3}) вулканоплутонического пояса (Северо-Восток России) // ДАН. – 2011. – Т. 439, № 5. – С. 633–640.
5. Гагиева А. М. Среднепалеозойский вулканизм Омолонского массива (Северо-Восток Азии): особенности химического состава и проблемы геодинамической интерпретации // Вестник ОНЗ РАН. – 2014. – Т. 6. – С. 1–12.
6. Гагиева А. М. Эндогенные события в позднедокембрийской и палеозойской истории Омолонского массива: сопоставление геологических и геохронометрических данных : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Гагиева Айна Муссаевна. – Магадан : СВКНИИ, 2013. – 28 с.
7. Дылевский Е. Ф., Кузнецов В. М., Палымский Б. Ф. [и др.] Золотая минерализация в истории развития Восточного Приколымья // Тезисы докладов VI съезда РМО. – Л. : Наука, 1981. – С. 75–76.
8. Егоров В. Н., Шерстобитов П. А. Кедонская вулканоплутоническая ассоциация юго-восточной части Омолонского массива // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. – Магадан : Книжное изд-во, 2000. – С. 23–29.
9. Жуланова И. Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. – М. : Наука, 1990. – 304 с.
10. Кузнецов В. М., Палымская З. А., Шашурина И. Т. Металлогеническое районирование и рудоносность Колымо-Омолонского региона : Материалы регион. конференции по геологии Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока России. – Томск : КИПР по Томской области, 2000. – Т. 2. – С. 45–46.
11. Кузнецов В. М., Палымская З. А., Шашурина И. Т. [и др.] Металлогеническая карта Колымо-Омолонского региона масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. – Магадан : Магадангеология, 2001. – 207 с.
12. Кузнецов В. Л., Сальников А. С., Старосельцев В. С., Сурков В. С., Липилин А. В., Еманов А. Ф., Соловьев В. М. Строение земной коры в сечении опорного профиля 2-ДВ по данным ГСЗ // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2010. – Вып. 2. – С. 21–30.
13. Мерзляков В. М., Терехов М. И., Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф. Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. – 1982. – № 1. – С. 74–84.
14. Пальянова Г. А., Савва Н. Е. Особенности генезиса сульфидов золота и серебра месторождения Юный (Магаданская область) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 7. – С. 759–777.
15. Петров В. Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. – Новосибирск : Наука, 1976. – 213 с.
16. Рудашевский Н. С., Горбунов А. А., Антонов А. В., Аликин О. В., Рудашевский В. Н., Боброва О. В. Палладистое золото (Au, Pd) в золото-сурьмяных рудах Удережского месторождения, Енисейский край // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2019. – № 16. – С. 492–496. – DOI: <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.100>
17. Рундквист Д. В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. – 1993. – Т. 35, № 6. – С. 467–480.
18. Савва Н. Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. – М. : Изд-во Триумф, 2018. – 544 с.
19. Савва Н. Е., Волков А. В., Ишков Б. И., Сидоров А. А. Модель формирования золото-гематит-баритовой минерализации Прогнозного месторождения (Северо-Восток России) // ДАН. – 2014. – Т. 456, № 4. – С. 461–466.
20. Савва Н. Е., Волков А. В., Сидоров А. А. Особенности рудообразования на эпитегрмальном Au-Ag месторождении Кубака (Северо-Восток России) // ДАН. – 2007. – Т. 417, № 1. – С. 79–83.
21. Савва Н. Е., Ворцелнев В. В. Особенности формирования Вулканогенных месторождений на срединных массивах // Генезис рудных формаций и практическое значение рудно-формационного анализа на Северо-Востоке СССР. – Магадан : СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 50–64.
22. Савва Н. Е., Прейс В. К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. – М. : Наука, 1990. – 292 с.
23. Савва Н. Е., Шахтыров В. Г. Золото-серебряное месторождение Ольча: тектоническая позиция, структура, вещественная характеристика // Геология рудных месторождений. – 2011. – Т. 53, № 5. – С. 460–484.
24. Сидоров А. А., Волков А. В. О металлогении кратонных террейнов Северо-Востока России // Геология и геофизика. – 2006. – № 12. – С. 1242–1257.
25. Сидоров А. А., Савва Н. Е., Ишков Б. И., Волков А. В., Степанов В. А., Шишкова Л. Н. Возраст эпитегрмального золотосеребряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ограничения // Тихоокеанская геология. – 2021. – Т. 40, № 2. – С. 90–97. – DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-2-90-97
26. Тарбаев М. Б., Кузнецов С. К., Моралев Г. В. Новый золотопалладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) //

- Геология рудных месторождений. – 1996. – Т. 38, № 1. – С. 15–30.
27. Фомина М. И. Золото-кварцевая формация Омолонского массива (на примере рудных полей Джугаджак и Нодди) : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минералогия» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Фомина Марина Ивановна. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 2013. – 22 с.
 28. Шевченко В. М. Архей и протерозой Омолонского массива // Петрология и изотопный возраст. – Магадан : СВНЦ ДВО РАН, 2006. – 176 с.
 29. Шпикерман В. И. Домеловая минералогия Северо-Востока Азии. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 333 с.
 30. Шпикерман В. И., Чернышев И. В., Агапова А. А., Троцкий В. А. Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. Препринт. – Магадан : СВКНИИ ДВО РАН, 1993. – 36 с.
 31. Cabral A. R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Jones R. D., Rocha Filho O. G. On the association of palladiumbearing gold, hematite and gypsum in ouro preto nugget // The Canadian Mineralogist. – 2003. – V. 41. – P. 473–478.

REFERENCES

1. Abisalov E. G., Kuznetsov V. M. Osobennosti struktury geokhimicheskogo polya Kolymo-Omolonskogo regiona [Features of the structure of the geochemical field of the Kolyma-Omolon region], Problemy geologii i metallogenii Severo-Vostoka Azii na rubezhe tysyacheletiy. V. 2. Metallogeniya, Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 2001, pp. 223–224. (In Russ.)
2. Volkov A. V., Savva N. Ye., Ishkov B. I., Sidorov A. A., Kolova Ye. Ye., Murashov K. Yu. Paleozoyskoye Au-Ag epitermalnoye mestorozhdeniye Burgali (Severo-Vostok Rossii) [Paleozoic Au-Ag epithermal deposit Burgali (North-East of Russia)], Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 2021, V. 63, № 1, pp. 40–61 (In Russ.).
3. Volkov A. V., Sidorov A. A., Savva N. E., Prokofiev V. Yu., Kolova E. E., Murashov K. Yu., Zemskova M. I. Osobennosti epitermalnogo rudoobrazovaniya v Kedonskom paleozoyskom vulkanoplutonicheskom poyase Severo-Vostoka Rossii po dannym geokhimicheskikh issledovaniy Au-Ag orudneniya [Features of epithermal ore formation in the Kedon Paleozoic volcano-plutonic belt of North-East Russia based on geochemical studies of Au-Ag mineralization], Vulkanologiya i seysmologiya, 2016, No. 6, pp. 3–21. (In Russ.)
4. Volkov A. V., Sidorov A. A., Savva N. E. [et al.] Metallogeniya zolota i srebra Kedonskogo (D_{2-3}) vulkanoplutonicheskogo poyasa (Severo-Vostok Rossii) [Metallogeny of gold and silver of the Kedon (D_{2-3}) volcano-plutonic belt (North-East of Russia)], DAN, 2011, V. 439, No. 5, pp. 633–640. (In Russ.)
5. Gagiyeva A. M. Srednepaleozoyskiy vulkanizm Omolonskogo massiva (Severo-Vostok Azii): osobennosti khimicheskogo sostava i problemy geodinamicheskoy interpretatsii [Middle Paleozoic volcanism of the Omolon massif (Northeast Asia): features of chemical composition and problems of geodynamic interpretation], Vestnik ONZ RAN, 2014, V. 6, pp. 1–12. (In Russ.)
6. Gagiyeva A. M. Endogennyye sobytiya v pozdnedokembriyskoy i paleozoyskoy istorii Omolonskogo massiva: sopostavleniye geologicheskikh i geokhronometricheskikh dannyykh [Endogenous events in the late Precambrian and Paleozoic history of the Omolon massif: comparison of geological and geochronometric data], Magadan, SVKNII publ., 2013, 28 p. (In Russ.)
7. Dylevskiy Ye. F., Kuznetsov V. M., Palymskiy B. F. [et al.] Zolotaya mineralizatsiya v istorii razvitiya Vostochnogo Prikolymya [Gold mineralization in the history of the development of the Eastern Kolyma region], Tezisy dokladov VI syezda RMO, Leningrad, Nauka publ., 1981, pp. 75–76. (In Russ.)
8. Yegorov V. N., Sherstobitov P. A. Kedonskaya vulkanoplutonicheskaya assotsiatsiya yugo-vostochnoy chasti Omolonskogo massiva [Kedon volcano-plutonic association of the south-eastern part of the Omolon massif], Magmatizm i metamorfizm Severo-Vostoka Azii. Materialy IV regionalnogo petrograficheskogo soveshchaniya po Severo-Vostoku Rossii, Magadan, Knizhnoye izd-vo publ., 2000, pp. 23–29. (In Russ.)
9. Zhulanova I. L. Zemnaya kora Severo-Vostoka Azii v dokembrii i fanerozoze [The Earth's crust of North-East Asia in the Precambrian and Phanerozoic], Moscow, Nauka publ., 1990, 304 p. (In Russ.)
10. Kuznetsov V. M., Palymskaya Z. A., Shashurina I. T. Metallogenicheskoye rayonirovaniye i rudonosnost Kolymo-Omolonskogo regiona [Metallogenic zoning and ore-bearing capacity of the Kolyma-Omolon region], Materialy region. konferentsii po geologii Sibiri, Dalnego Vostoka i Severo-Vostoka Rossii, Tomsk, KPR po Tomskoy oblasti, 2000, V. 2, pp. 45–46. (In Russ.)
11. Kuznetsov V. M., Palymskaya Z. A., Shashurina I. T. [et al.] Metallogenicheskaya karta Kolymo-Omolonskogo regiona masshtaba 1, 500 000. Obyasnitelnaya zapiska [Metallogenic map of the Kolyma-Omolon region at a scale of 1,500,000. Explanatory note], Magadan, Magadangeologiya publ., 2001, 207 p. (In Russ.)

12. Kuznetsov V. L., Salnikov A. S., Staroseltsev V. S., Surkov V. S., Lipilin A. V., Yemanov A. F., Solovyev V. M. Stroyeniye zemnoy kory v sechenii opornogo profilya 2-DV po dannym GSZ [Structure of the Earths Crust in the Section of the 2-DV Reference Profile Based on DSS Data], *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri*, 2010, Is. 2, pp. 21–30. (In Russ.)
13. Merzlyakov V. M., Terekhov M. I., Lychagin P. P., Dylevskiy Ye. F. Tektonika Omolonskogo massiva [Tectonics of the Omolon Massif], *Geotektonika*, 1982, No. 1, pp. 74–84. (In Russ.)
14. Palyanova G. A., Savva N. Ye. Osobennosti genezisa sulfidov zolota i serebra mestorozhdeniya Yunyy (Magadanskaya oblast) [Features of the genesis of gold and silver sulfides of the Yuny deposit (Magadan region)], *Geologiya i geofizika*, 2009, V. 50, No. 7, pp. 759–777. (In Russ.)
15. Petrov V. G. Zoloto v opornyykh razrezakh verkhnego dokembriya zapadnoy okrainy Sibirskoy platformy verkhnego dokembriya zapadnoy okrainy Sibirskoy platformy [Gold in the reference sections of the Upper Precambrian of the western margin of the Siberian platform Upper Precambrian of the western margin of the Siberian platform], *Novosibirsk, Nauka publ.*, 1976, 213 p. (In Russ.)
16. Rudashevskiy N. S., Gorbunov A. A., Antonov A. V., Alikin O. V., Rudashevskiy V. N., Bobrova O. V. Palladistoye zoloto (Au, Pd) v zoloto-surmyanykh rudakh Udereyskogo mestorozhdeniya, Yeniseyskiy kryazh [Palladium gold (Au, Pd) in gold-antimony ores of the Uderei deposit, Yenisei ridge], *Trudy Fersmanovskoy nauchnoy sessii GIKNTS RAN*, 2019, No. 16, pp. 492–496, DOI: <https://doi.org/10.31241/FNS.2019.16.100> (In Russ.)
17. Rundkvist D. V. Epokhi reyuvatsii dokembriyskoy kory i ikh metallogenicheskoye znachenie [In Rejuvenation epochs of the Precambrian crust and their metallogenic significance], *Geologiya rudnykh mesto-rozhdeniy*. 1993, V. 35, No. 6, pp. 467–480. (In Russ.)
18. Savva N. Ye. Mineralogiya serebra Severo-Vostoka Rossii [Mineralogy of silver in the North-East of Russia], Moscow, Triumf publ., 2018, 544 p. (In Russ.)
19. Savva N. Ye., Volkov A. V., Ishkov B. I., Sidorov A. A. Model formirovaniya zoloto-gematit-baritovoy mineralizatsii Prognoznogo mestorozhdeniya (Severo-Vostok Rossii) [Model of formation of gold-hematite-barite mineralization of the Prognostic deposit (North-East of Russia)], *DAN*, 2014, V. 456, No. 4, pp. 461–466. (In Russ.)
20. Savva N. Ye., Volkov A. V., Sidorov A. A. Osobennosti rudoobrazovaniya na epitermalnom Au-Ag mestorozhdenii Kubaka (Severo-Vostok Rossii) [Features of ore formation at the Kubaka epithermal Au-Ag deposit (North-East of Russia)], *DAN*, 2007, V. 417, No. 1, pp. 79–83. (In Russ.)
21. Savva N. Ye., Vortsepnev V. V. Osobennosti formirovaniya Vulkanogennykh mestorozhdeniy na sredinnykh massivakh [Features of the formation of volcano-genic deposits on median massifs], *Genezis rudnykh formatsiy i prakticheskoye znachenie rudno-formatsionnogo analiza na Severo-Vostoke SSSR*, Magadan, SVKNII DVO AN SSSR publ., 1990, pp. 50–64. (In Russ.)
22. Savva N. Ye., Preys V. K. Atlas samorodnogo zolota Severo-Vostoka SSSR [Atlas of native gold of the North-East of the USSR], Moscow, Nauka publ., 1990, 292 p. (In Russ.)
23. Savva N. Ye., Shakhtyrov V. G. Zoloto-serebryanoye mestorozhdeniye Olcha: tektonicheskaya pozitsiya, struktura, veshchestvennaya kharakteristika [Gold-silver deposit Olcha: tectonic position, structure, material characteristics], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 2011, V. 53, No. 5, pp. 460–484. (In Russ.)
24. Sidorov A. A., Volkov A. V. O metallogenii kratonnykh terreyinov Severo-Vostoka Rossii [On the metallogeny of cratonic terranes of North-East Russia], *Geologiya i geofizika*, 2006, No. 12, pp. 1242–1257. (In Russ.)
25. Sidorov A. A., Savva N. Ye., Ishkov B. I., Volkov A. V., Stepanov V. A., Shishakova L. N. Vozrast epitermalnogo zolotoserebryanogo orudeneniya na mestorozhdenii Kubaka (Omolonskiy kratonnyy terreyin, Severo-Vostok Rossii): geologicheskiye i izotopno-geokhronologicheskiye (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) ograniicheniya [Age of epithermal gold-silver mineralization at the Kubaka deposit (Omolon cratonic terrane, North-Eastern Russia): geological and isotope-geochronological (U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) constraints], *Tikhookeanskaya geologiya*, 2021, V. 40, No. 2, pp. 90–97, DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-2-90-97 (In Russ.)
26. Tarbayev M. B., Kuznetsov S. K., Moralev G. V. Novyy zolotopalladiyevyy tip mineralizatsii v Kozhimskom rayone Pripolyarnogo Urala (Rossiya) [New goldpalladium type of mineralization in the Kozhimsky region of the Subpolar Urals (Russia)], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1996, V. 38, No. 1, pp. 15–30. (In Russ.)
27. Fomina M. I. Zoloto-kvartsevaya formatsiya Omolonskogo massiva (na primere rudnykh poley Dzhugadzhak i Noddi), [Gold-quartz formation of the Omolon massif (on the example of the ore fields Dzhugadzhak and Noddi)], Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 2013, 22 p. (In Russ.)
28. Shevchenko V. M. Arkhey i proterozoy Omolonskogo massiva, Petrologiya i izotopnyy vozrast [Archean and Proterozoic of the Omolon Massif, Petrology and isotopic age], Magadan, SVNTS DVO RAN publ., 2006, 176 p. (In Russ.)
29. Shpikerman V. I. Domelovaya minerageniya Severo-Vostoka Azii [Pre-Cretaceous minerageny of North-East Asia], Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 1998, 333 p. (In Russ.)

30. *Shpikerman V. I., Chernyshev I. V., Agapova A. A., Troitskiy V. A.* Geologiya izotopov rudnogo svintsa tsentralnykh rayonov Severo-Vostoka Rossii [Geology of isotopes of ore lead in the central regions of the North-East of Russia. Preprint] Preprint, Magadan, SVKNII DVO RAN publ., 1993, 36 p. (In Russ.)
31. *Cabral A. R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R., Jones R. D., Rocha Filho O. G.* On the association of palladium-bearing gold, hematite and gypsum in ouro preto nugget, The Canadian Mineralogist, 2003, V. 41, pp. 473–478.

Статья поступила в редакцию 30.05.25; одобрена после рецензирования 20.06.25; принята к публикации 20.06.25.
The article was submitted 30.05.25; approved after reviewing 20.06.25; accepted for publication 20.06.25.

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию
по тел. +7 (495)315-43-65 доб. 227
E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

О металлогении золота и сопутствующих металлов орогенного пояса Чуонг Шон и прилегающих территорий (Вьетнам)

Аннотация. Показан Au-Cu металлогенический профиль орогенного пояса Чуонг Шон, с подчинённым значением Sn-Li-оруденения. Оценено значение разновозрастных этапов минералогенеза. Отмечена важная роль интерференции орогенных и плюмовых металлогенических событий. Дана общая оценка перспектив Au-, Cu- и Sn-редкометалльной минерализации.

Ключевые слова: металлогения, золото, медь, олово, литий, орогенный пояс, ранний и поздний палеозой, триас, Вьетнам.

ГОРЯЧЕВ НИКОЛАЙ АНАТОЛЬЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, главный научный сотрудник¹, goryachev@neisri.ru

ЧАН ТУАН АНЬ²

ФАМ НГОК КАН²

НЕВОЛЬКО ПЁТР АЛЕКСАНДРОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник³, shel@igm.nsc.ru

ВУ ХОАНГ ЛИ²

СВЕТЛИЦКАЯ ТАТЬЯНА ВЛАДИМИРОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник³

ШЕЛЕПАЕВ РОМАН АРКАДИЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник³, rshel@igm.nsc.ru

ЧАН ЧОНГ ХОА², trantronghoavn@gmail.com

ИЗОХ АНДРЕЙ ЭМИЛЬЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, профессор, главный научный сотрудник³, izokh@igm.nsc.ru

ЧАН КУОК КОНГ²

НГО ТХИ ХЫОНГ²

НГО ТХИ ФЫОНГ²

НГУЫЕН ТУАН АНЬ²

ДАО ТХАЙ БАК⁴

ФАМ ТХИ ФЫОНГ ЛИЕН²

ЛЕ ДУК ЛЫОНГ²

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н. А. Шило Дальневосточного отделения Российской академии наук (СВКНИИ ДВО РАН), г. Магадан

² Институт Наук о Земле Вьетнамской академии наук и технологий, г. Ханой

³ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН)», г. Новосибирск

⁴ Вьетнамская геологическая служба, г. Ханой

On the metallogeny of gold and its associated metals of the Truong Son orogenic belt and adjacent territories, Vietnam

N. A. GORYACHEV¹, TRAN TUAN ANH², PHAM NGOC CAN², P. A. NEVOLKO³, VU HOANG LY², T. V. SVETLITSKAYA³, R. A. SHELEPAEV³, TRAN TRONG HOA², A. E. IZOKH³, TRAN QUOC CONG², NGO THI HUONG², NGO THI PHUONG², NGUYEN TUAN ANH², DAO THAI BAC⁴, PHAM THI PHUONG LIEN², LE DUC LUONG²

¹ North East Interdisciplinary Scientific Research Institute n. a. N. A. Shilo of Far East Branch of the Russian Academy of Sciences (NEISRI FEB RAS), Magadan

² Institute of Earth Sciences, Vietnam Academy of Sciences and Technology, Hanoi

³ Federal State Budgetary Institution of Science V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IGM SB RAS), Novosibirsk

⁴ Vietnam Geological Survey, Hanoi

Annotation. It is demonstrated that the Truong Son orogenic belt possesses a substantially Au-Cu metallogenic profile with a subordinate role of Sn-Li mineralization. The mineralogenetic stages of different ages are estimated in significance. The important role is noted of interference of the orogenic and plume metallogenic events. A general assessment of prospects for the gold, copper, and tin-rare metal mineralization is provided.

Key words: metallogeny, gold, copper, tin, lithium, orogenic belt, Early and Late Paleozoic, Triassic, Vietnam.

Введение. Орогенный пояс Чуонг Шон (Truong Son Belt – TSB) (Вьетнам – Лаос) является основной тектонической структурой Вьетнама, Лаоса и Восточной Камбоджи, отделяющей микроконтинент Кон Тум от платформы Янцзы. Он включает в себя террейны, состоящие из неопротерозойских, палеозойских и раннетриасовых осадочных и вулканогенно-осадочных пород. В структуре пояса чётко выделяются западный сегмент, основу которого составляют островодужные комплексы каменноугольно-пермского возраста, центральный сегмент с наиболее выраженными метаморфическими и осадочными комплексами неопротерозойско-ордовикского возраста и восточный сегмент с осадочными комплексами раннетриасового возраста.

Магматические породы образуют андезитобазальтовые и риолито-дацитовые вулканические пояса и разновозрастные гранитоидные массивы. Вулканиды составляют основу западного фланга пояса. Магматизм проявлялся в несколько этапов: раннепалеозойский (ордовик-силурийский), позднепермский, позднепермский-раннетриасовый [10, 11]. Последние три и фиксируют собой главный этап становления орогенного пояса.

Металлогения пермско-триасового орогенного пояса TSB определяется разнообразием магматических комплексов, сформировавшихся в условиях субдукции и коллизионной тектоники. В нём установлено большое количество разнотипных

месторождений Au, Cu, Pb, Zn, Sb, Sn, W, Li и других элементов, сформировавшихся в разное время в разных геодинамических обстановках.

Нами проводились региональные исследования по магматизму и металлогении TSB с экспедиционными работами (2019, 2023, 2024 гг.) в разных частях орогенного пояса как самостоятельно в процессе исполнения научного проекта «Эволюция палеозой-мезозойского магматизма и связанной металлогении орогенного пояса Чуонг Сон, Вьетнам» 2023–2025 гг., так и совместно с геологами Департамента Минеральных ресурсов Вьетнама. Представленная статья является итогом металлогенического изучения рассматриваемой структуры.

Общая характеристика TSB. На современной тектонической карте этот пояс представляет собой крупную геологическую структуру – важный компонент Индокитайского террейна, также известного как Вьетнамско-Лаосский террейн, относящийся к Индокитайскому сложному террейну [35] (рис. 1). На северо-востоке TSB ограничен шовной зоной Сонг Ма, которая является границей с Сино-Вьетнам композитным террейном. На северо-западном конце TSB прорезан зоной разлома Дьен Бьен. Шовная зона Тамки – Фуокшон образует южную границу TSB, отделяя его от террейнов Контум и Вьетнам-Камбоджа. По геологическим данным, в истории орогенного пояса проявились два этапа орогенеза, в раннем палео-

зое и позднем палеозое–раннем мезозое [10]. Они фиксируются как в региональных перерывах в осадконакоплении (в среднем ордовике и в первой половине поздней перми), так и в этапах проявления метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой фаций в 470–410 млн лет и эклогито-

вой и гранулитовой фаций в 260–233 млн лет. Им соответствуют и магматические события. Раннепалеозойские граниты широко проявлены в субтеррейнах Шонг Чай (Сино-Вьетнамский композитный террейн) и в субтеррейнах Шонг Ма и Да Нанг (Вьет-Лао террейн) и в северной части тер-

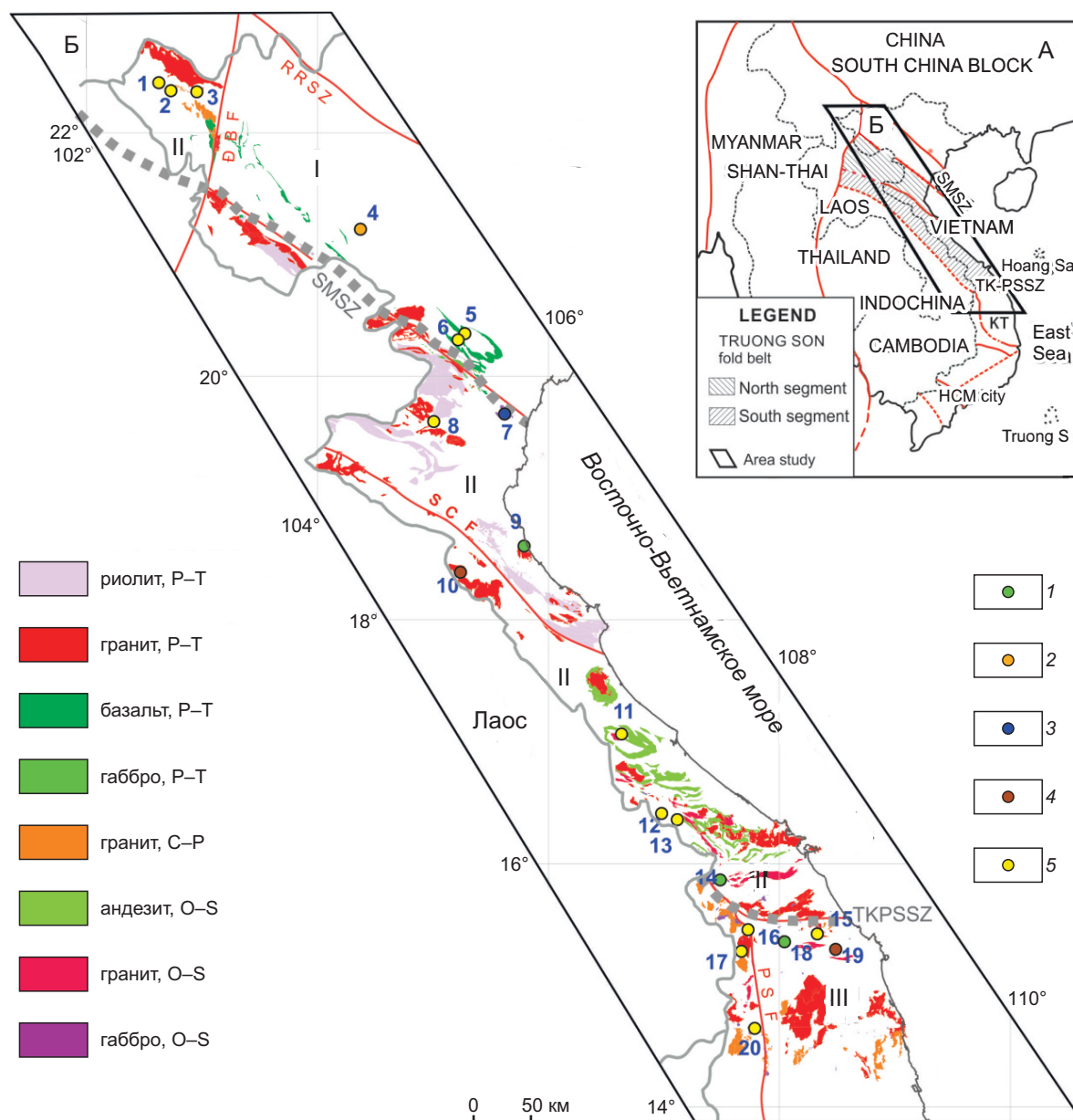


Рис. 1. Положение изученных объектов в структурах пояса Чуонг Шон:

месторождения и рудопроявления: 1 – Cu-(Au) (9 – Йен Чу, 14 – Ча Вал, 18 – Кон Ра), 2 – Cu-Ni-PGE (4 – Бан Фук), 3 – Cr (7 – Нуи Ныа), 4 – Sn-(W-Li) (10 – Кхе Бун, 19 – Ла Ви), 5 – Au-(Cu-Sb-Ag) (1 – Нам Кха А, 2 – Кан Хо, 3 – Нам Куой, 5 – Кам Там, 6 – Лагг Нео, 8 – Та Сой, 11 – Са Кхиа, 12 – А Вао, 13 – А Пей А, 15 – Бонг Мьеу, 16 – Фуок Сон, 17 – Дак Бло, 20 – Дак Рипен); террейны: I – Сино-Вьетнам, II – Вьетнамско-Лаосский, III – Кон Тум

рейна Кон Тум. Позднепалеозойские–раннемезозойские изверженные породы эволюционировали от островодужных эффузивов и I типа гранитоидов с датировками 295–260 млн лет к орогенным гранитоидам I и S типа с датами 250–236 (245–249) млн лет и постороженным высококалийным вулканоплутоническим ассоциациям, сформированным в интервале 250–200 млн лет [6, 10, 11, 33]. Одновременно с ними в северной части пояса сформировались магматические породы, связанные с Эмейшаньским плюмом в северной части пояса (базальты, коматииты и перидотиты 270–255 млн лет, кислые эффузивы и субщелочные граниты 261–248 млн лет и поздние габбро-сyenиты 247–233 млн лет) [6, 10, 11]. По особенностям распределения магматических образований и их возрасту TSB Вьетнама можно разделить на два сегмента: северный и южный. Северный сегмент TSB начинается от шовной зоны Сонг Ма до зоны разломов Сонг Ка – Рао Най, а южный – оттуда до южной границы шовной зоны Там Ки-Фьюк шон (см. рис 1). Основными структурами северного сегмента являются шовная зона Сонг Ма, поднятие Фу хоат и вулканический пояс Хоань шон, южного сегмента – дуга Лонг Дай и шовная зона Там Ки-Фьюк шон.

Метаморфизм. Известные материалы по исследованию проявлений метаморфизма в структурах TSB [10, 11, 19] свидетельствуют о проявлении неопротерозойского метаморфизма в древних блоках (Фан Си Пан и Кон Тум) и двух более молодых этапов: 470–410 млн лет (амфиболитовая и зеленосланцевая фации) и 260–233 млн лет (ультравысокотемпературные метаморфические комплексы) [10, 11, 19], которые характерны для всех террейнов. При этом только позднепалеозойский–раннемезозойский этап фиксируется практически во всех зонах крупных разломов (Ча Бонг, Да Нанг-Кхе Сань, Шонг Ка и другие) калий-аргоновым методом, дающим явно омоложенные даты – 245–220 млн лет для милонитов и бластомилонитов [10]. Возможно, это указывает на поздние сдвиговые движения по основным зонам разломов [30], что привело к перемещению отдельных террейнов (Фан Си Пан) и разделению единых террейнов на отдельные блоки (субтеррейны) характерной удлинённо-линзовидной формы. Интересно, что P-T-t эволюция главного орогенного метаморфизма TSB в массиве Кон Тум и в зоне Шонг Ма произошла в интервале 270–(229–230) млн лет с пиком метаморфизма (гранулиты и эклогиты)

около 250 млн лет [19], и именно с этими датами совпадает время проявления основных орогенных гранитоидных комплексов.

Магматизм. Раннепалеозойские магматические формации. Из анализа опубликованных данных раннепалеозойскую (ордовик–силур) магматическую активность TSB можно разделить на 2 этапа: ордовикский (470–450 млн лет) и средне-позднесилурийский–раннедевонский (430–410 млн лет).

В южном сегменте TSB первый этап сформировал вулканоплутонические комплексы и известковые плутоны I-гранитного типа (вулканические породы формации Лонг Дай, гранитоидные комплексы Вит Тху Лу, Дьен Бинь-Ча Бонг), которые возникли в результате процессов субдукции океана Там Ки-Фьюк шон под Вьетнамо-Лаосский террейн, входящий в состав Восточно-Индокитайского сложного террейна [35]. Вулканические породы формации Лонг Дай состоят из андезитобазальта, андезита, дацита и в меньшей степени риодацита, в то время как комплекс Вит Тху Лу представлен габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и биотит-амфиболовыми гранитами. Геохимически вулканические и интрузивные породы принадлежат к щелочно-известковой серии, $\text{SiO}_2 = 55,51\text{--}64,10\%$ по весу, $\text{ASI} = 0,56\text{--}1,08$, что соответствует типу I-гранита. Они богаты литофильными и лёгкими редкоземельными элементами и бедны Nb, Ta, Ba; имеют изотопный состав Sr и Nd, типичный для магматических формаций, происходящих из нижней коры: $\text{Sr}_{(i)} = 0,7115\text{--}0,71165$, $\text{eNd}(t) = -9\text{--}12$, $\text{TDM} = 1,71\text{--}2,67$ млрд лет. В ареалах распространения пород комплексов Лонг Дай и Вит Тху Лу зафиксировано присутствие Au-сульфидно-кварцевого оруденения. По нашим данным, время формирования (U-Pb циркон LA-ICP-MS) андезитодацита формации Лонг Дай – $469 \pm 5,4$ млн лет, габбро – $467,2 \pm 7,8$ млн лет, гранита – $464,0 \pm 3,5$ млн лет. Кроме этих комплексов в самой южной части TSB известны гранита комплекса Дьен Бинь – Ча Бонг (Dien Binh – Tra Bong) с датами 447–450 млн лет [27], распространённые вдоль зоны субмеридионального разлома По Ко (Po Ko), а также монцогаббро комплекса Нгок Хой (Ngoc Noi) возрастом 460 млн лет [7]. Все они считаются мафическими производными зон субдукции, часто в контексте континентальной дуги. Согласно мнению [27], период 470–450 млн лет соответствует субдукции океанической коры Там Ки – Фьюк Шон

(Tam Ky – Phuoc Son) с двух сторон: под блок Кон Тум (Kon Tum) на юге и под блок Вьет-Лаос на север. В интервале 440–410 млн лет назад в южном сегменте пояса Чуонг шон и в пределах шовной зоны Тамки – Фуок шон были сформированы коллизионные высокоглинозёмистые граниты комплекса Дайлок, возникшие на высокотемпературной стадии метаморфизма при плавлении пелитовых гнейсов 440–430 млн лет назад [37].

На северо-западе TSB, в районе Лай Чау, габбро, габбро-диориты и гранодиориты I-типа объединены в комплекс Хой Тонг, связанный с субдукционной активностью Прото-Тетиса в силуре. Согласно нашим данным, их типичный химический состав (в %): SiO_2 – 51,73–69,50, Na_2O – 2,62–4,28, K_2O – 1,06–3,42; отношение $\text{ASI} = 0,71$ –1,06 соответствует гранитоидам I-типа. Они богаты литофильными и лёгкими редкоземельными элементами, с отрицательными аномалиями Nb-Ta, $\text{Sr}_{(i)} = 0,708$, $\epsilon\text{Nd}(T) = -0,4$ и считаются продуктом мантийной магмы с незначительной контаминацией корового материала. Нами получена U-Pb датировка $423,2 \pm 3,1$ млн лет для габбро Хой Тонг.

Позднепалеозой-раннемезозойская магматическая активность. Магматизм этого периода широко распространён в структурах TSB на территории Вьетнама. На основе анализа литературных данных и результатов наших исследований позднепалеозойскую–раннемезозойскую (пермско-триасовую) магматическую активность можно разделить на три этапа: (i) ранне-среднепермский (290–260 млн лет), (ii) позднепермский–ранне-среднетриасовый (255–245 млн лет) и (iii) средне-поздетриасовый (240–210 млн лет) [20–23, 25, 26, 28, 33, 35]. Они соответствуют геологической истории эволюции TSB от ранних процессов субдукции, начала закрытия океана Палео-Тетиса (первый этап), через завершение субдукции и аккреции во второй (орогенный) этап соединения (аккреции) двух террейнов через зону шва Сонг Ма, и, наконец, третий этап растяжения (развал орогена), приведший к образованию внутриконтинентальных рифтовых зон в складчатом поясе или структур растяжения на стабильных блоках фундамента, таких как блок Кон Тум. Каждому из этих тектоно-магматических этапов соответствует ассоциация рудных месторождений, по сути орогенных минеральных месторождений TSB.

(i) Магматическая активность, связанная с субдукцией в ранне-среднепермское время (290–

260 млн лет назад) в северном сегменте TSB проявилась в крайней северо-западной части сутурной зоны Song Ma, районах Нам Менг (Nam Meng) и Муонг Тунг (Muong Tung) (уезд Муонг Лай – Muong Lay, провинция Дьен Бьен – Dien Bien). Это среднекислые вулканические образования (андезит-дацит-риолит) формации Сонг Да (Song Da) и среднекислые интрузии (габбро-диорит, диорит, гранодиорит) комплекса Нам Менг (Nam Meng) [11]. В сутурной зоне Сонг Ма (Song Ma) на территории Вьетнама (район Song Ma) интрузивы, связанные с субдукцией, в основном представлены небольшими телами габбро, диоритов, трондьемитов и плагиогранитов. На юге южного сегмента TSB район Бен Занг (Тай Зянг, Куанг Нам) – западный фланг шовной зоны Там Ки – Фуок шон распространены диориты и гранодиориты ранней перми (290–270 млн лет) (см. рис. 1) комплекса Бен Занг [11], но раннепермские вулканические породы здесь не зафиксированы.

Раннепермские вулканические и интрузивные породы как в северном, так и в южном сегментах TSB принадлежат к ряду от известково-щелочного до высококалийного щёлочно-известкового и шошонита. В основном по химическому составу это граниты I-типа ($\text{ASI} = 0,8$ –1,1). Их источник, по данным изотопного анализа Sr-Nd (валовый состав) и Hf (циркон), имеет $\epsilon\text{Nd}(t)$ от ~ -2 до -6 и $\text{Sr}_{(i)}$ от $\sim 0,705$ до $0,710$, $\epsilon\text{Hf}(t)$ (от $+2,4$ до $4,5$) (данные авторов и [22]).

(ii) Магматическая активность позднепермского–ранне-среднетриасового периода (255–245 млн лет) наиболее распространена в TSB.

В северном сегменте присутствуют интрузии габбро и гранитов. По времени формирования их можно разделить на два этапа: позднепермско-раннетриасовый (251–250 млн лет) и ранне-среднетриасовый (250–235 млн лет). Первый этап включает интрузии габброидов и гранитов I-S-типа Йен Чу – Нуй Онг (рис. 2), тогда как последний этап включает только высокоглинозёмистые S-типа граниты (массивы Муонг Лат, Сам Сон). Габброиды включают оливинное габбро, габбро-норит, пироксенит, троктолит, анортозит, габбро-диорит и жильные породы. Геохимически они принадлежат к толейтовой серии, бедной титаном и щёлочью. По распределению редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита, они похожи на N-MORB, с небольшой положительной аномалией Eu, очень низкой Nb, Ta; изотопные характеристики ($\epsilon\text{Nd}(t) = +3 \dots +5$, $\text{Sr}_{(i)} =$

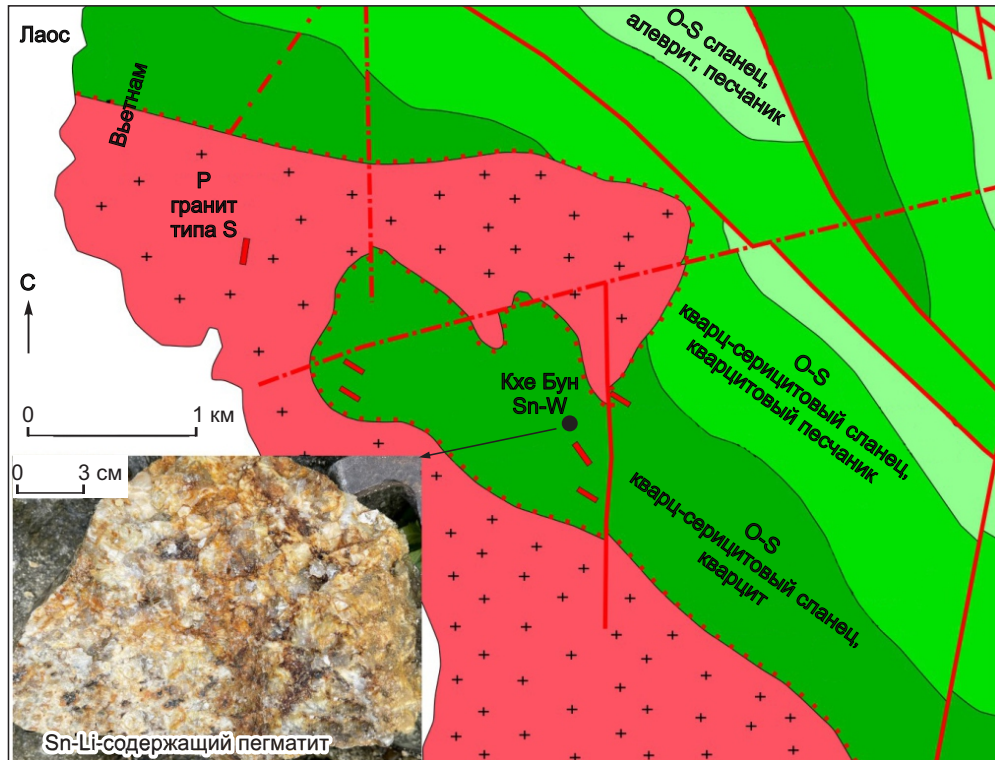


Рис. 2. Позиция рудного поля Sn-редкометалльных пегматитов Кхе Бун:

(см. 10 на рис. 1)

$\sim 0,705$ (наши данные)) демонстрируют характеристики мантийного источника, представляющего надсубдукционную литосферную мантию. Помимо рассеянной Ni-Cu-(PGE) минерализации магматического происхождения [24], в изменённом габбро также обнаружено присутствие древней гидротермальной минерализации, содержащей микровключения платиноидов [1]. Гранодиорит-гранитная ассоциация, связанная с габброидами, относится к типу I-S-гранитов. Возраст образования (U-Pb циркон LA-ICP-MS) габбро и гранита составляет $251,6 \pm 2,9$ млн лет (габбро, наши данные) и 251 млн лет (граниты) [25]. Высокоглинозёмистые гранитоиды часто содержат мусковит, кордиерит и гранат, их индекс ASI часто $> 1,2$. Изотопные характеристики показывают, что магма, из которой они образовались, имеет коровое происхождение: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (230 млн лет) = $0,7228\text{--}0,7335$, $\epsilon\text{Nd}(t) = -9,82\text{--}10,26$, TDM = $2,3\text{--}2,4$ млрд лет. Возраст формирования (U-Pb циркон LA-ICP-MS) гранита Муонг Лат колеблется в диапазоне 242–235 млн лет [26].

Позднепермско-среднетриасовая магматическая активность в южном сегменте TSB была более интенсивной и сложной, чем в северном сегменте. Она включала формирование: а) известково-щелочных вулcano-плутонических ассоциаций (тип I-гранита) 260–251 млн лет, б) высокоглинозёмистых гранитоидов I-S-типа 260–250 млн лет и в) гранитов S-типа 250–240 млн лет. Вулcano-плутонические ассоциации 260–251 млн лет включают вулканы (андезит-дацит-риолит) и интрузивы диоритов, гранодиоритов и гранитов, распространённых на западе провинций Куанг Бинь, Куанг чи и Куанг Нам. Это гранитоиды I-типа, а некоторые массивы (Дак Ронг, Куанг чи) относятся к адакитам. Группа массивов гранитоидов I-S-типа 260–250 млн лет, распространена в южном крыле разлома Сонг Ка, частично во Вьетнаме, частично в Лаосской Народно-Демократической Республике (см. рис. 1) [34]. Они сложены биотитовыми и двуслюдяными гранитами, в которых обычен силлиманит, иногда гранат. Они характеризуются индексом

ASI часто $> 1,1$, $Sr_{(i)} = 0,7116-0,7133$ и $\epsilon Nd(t) = -8,9...-6,9$, $TDM2 = 1,6-1,8$ млрд лет (наши данные). Группа массивов гранитов S-типа (250–240 млн лет) в основном представлена биотитовыми и двуслюдяными гранитами, аплитовидными гранитами и малораспространёнными гранодиоритами. В их составе обычны мусковит и кордирит. Геохимически они относительно бедны Ba, Nb, P, Sr, Ti, богаты Rb, K, Th, U и Pb; изотопные составы указывают на коровый источник магмы: $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0,7227-0,7335$, $\epsilon Nd(t) = -12...-8$, $\epsilon Hf(t) = -11,1...-6,7$, $TDM2 = 1,7-1,9$ млрд лет, возраст формирования 245–235 млн лет [5, 20]. Наши результаты анализа двуслюдяного гранита Хай Ван (U-Pb циркон LA-ICP-MS) показали $244,5 \pm 1,37$ и $243,08 \pm 1,47$ млн лет. Примечательно, что в период 250–240 млн лет в южном сегменте TSB также зафиксировано формирование габброидов, распределённых в виде небольших интрузивных тел, часто имеющих тесную пространственную связь с только что описанным высокоглинозёмистым гранитом и также формирующих габбро-гранитные комплексы. В составе этих основных интрузивных тел обычны монцогаббро, реже лейкогаббро, габбродиориты, пироксениты и горнблендиты, обогащённые Ti, щелочами, литофильными элементами и лёгкими редкоземельными элементами. Они датированы (U-Pb циркон LA-ICP-MS) $239,2 \pm 2,1$ млн лет и внедрены при постколлизиионном спрединге [32].

(iii) Средне-позднетриасовая магматическая активность: (240–210 млн лет назад), согласно современным исследованиям, показана только в северном сегменте TSB, а также на микроконтиненте Кон Тум и его юго-восточном фланге.

В северном сегменте TSB находятся вулканоплутонические комплексы Донг Чау – Сонг Ма (Dong Trau – Song Ma) и интрузии гранитоидов I-типа гранита Дьен Бьен (Dien Bien). Вулканические формации Донг Чау характеризуются Na и Na-K трендами щёлочности и вместе с субвулканическими телами (гранодиориты, биотит-амфиболовые граниты) комплекса Сонг Ма являются основными образованиями, выполняющими континентальную рифтовую структуру Хоань Сон – Сам Нья (Hoanh Son – Sam Nua). Вулканические и интрузивные породы этого комплекса имеют характеристики I-гранита, в меньшей степени I-S-гранита с ASI от $< 1,0$ до $> 1,1$, $^{87}Sr/^{86}Sr(230Ma) = 0,709755-0,718630$, $\epsilon Nd_{(230Ma)} = -7,38...-10,40$, $TDM = 1,1-1,7$ млрд лет. Риолит и гранит датированы

240–220 млн лет [30]. Гранитоидный комплекс Дьен Бьен включает два массива Нам Ром (Nam Rom) и Мьонг Луан (Muong Luan), сложенные габбро, диоритами, гранодиоритами и гранитами. Они относятся к щёлочно-известковой серии гранитоидов I-типа с ASI = $0,64-1,14$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7072-0,7319$, $\epsilon Nd(0) = -7,8...-10,4$ ($TDM = 1,03-2,38$ млрд лет) [14, 31]. Датировки циркона (U-Pb LA-ICP-MS) в гранитоидах массива Нам Ром составили 245–220 млн лет [15, 22, 31], а массива Мьонг Луан – 208 млн лет (наши данные), значения $\epsilon Hf(t)$ составляют $-5,6...-10,4$ при $TDM2 = 1,6-1,9$ млрд лет [20, 22]. Согласно современным геодинамическим тектоническим моделям, гранитоиды комплекса Дьен Бьен были сформированы в связи с постколлизиионными процессами (данное исследование и [11]).

Металлогенические ассоциации TSB. Сложная геологическая история TSB обусловила его региональные металлогенические особенности: в северном сегменте Cu и Au в зоне Шонг Да и Au, W и Mo в зоне Шонг Ма, в южном сегменте Au и Mo в зоне Там Ки-Фьюк Шон, Au-Cu-Mo на Кон Туме и Sn в осевой части TSB и в северной окраине Кон Тума.

Золотое оруденение. Анализ золоторудных объектов Вьетнама [12] позволил выделить три типа собственно золоторудной минерализации: орогенный Au-кварцевый, Au-Sb и Au-сульфидно-вкрапленный и два золотоносных типа – Cu-порфировый и скарновый. В настоящее время мы получили новые данные, которые позволяют выделить ещё эпитеpmальный Au-кварцевый тип (месторождение Са Кхиа), который ассоциирует с ареалами медно-порфировой минерализации.

Орогенное золотое оруденение. В TSB широко распространены месторождения и рудопроявления золото-кварцевого и золото-сульфидно-вкрапленного типов, распространённых на южном фланге, в центре и на северном фланге. Наиболее крупные месторождения известны на южном фланге (табл. 1) и в центральной части (месторождение Ланг Нео [12]). Изученные нами объекты (см. табл. 1 и далее) несут в себе черты полихронного оруденения с признаками метаморфизма жильного кварца. Так, для месторождений Дак Рипен (Dak Ripen), А Пей (A Pey), Фуок Шон (Phuoc Son) в жильном кварце отмечены просечки регенерированного кварца с переотложенными сульфидами (пирит, пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит), нередко в ассоциации с амфиболом.

Табл. 1. Характеристика основных месторождений золота южного фланга TSB

Признаки	Дак Риппен	А Пей	Фуок Шон
Вмещающие породы	Кристаллические сланцы PR ₃	Амфиболовые кристаллические сланцы PZ ₁	Амфиболовые сланцы PZ ₁
Магматизм	Пострудные дайки монзонитов (240 млн лет)	Дайки аплитовидных гранитов	Древние серпентиниты, поздние дайки гранит-порфиров
Морфология рудных тел	Система крутопадающих субпараллельных жил мощностью до 0,5 м, протяжённостью около 500 м	Зона из двух систем кварцевых жил и прожилков – согласных сланцеватости и секущих, мощность первые метры, протяжённость несколько сотен метров	Три жильных рудных тела мощностью 0,2–5 м и протяжённостью первые сотни метров, согласных сланцеватости
Минералогия руд	Пирит-1 (беспримесный), пирит-2 (As до 0,71 %), пирит-3 (Co 1,5–7,14 %), сфалерит (Fe 9,1–15,84 %)	Пирит-1 беспримесный, пирит-2 содержит Co 0,51–2,07 %	Пирит-1 (As до 0,76 %, Ni до 1,3 %), пирит-2 беспримесный, галенит-1 и 2, сфалерит, (Cd 2,18–2,45 %, Fe 7,41–8,38 %) пирротин, халькопирит, пентландит
$\delta^{34}\text{S}$ (‰) сульфидов		Пирит-1 (-3,6), пирит-2 (+2,1...+4,2)	Пирит-1 (+0,6), пирит-2 (+1,1...+2,0), сфалерит (+0,2), галенит-2 (-0,5...+0,5)
Пробность золота (‰)	738–791	978–990	540–725 и 898–955
Геохимия (г/т)	(4 пробы) Pb (до 58), W (до 12), Bi (до 20,5), Mo (до 58), Cu (до 752), Ag (до 2,29), Zn (до 260), Ni (до 106), Co (до 1544)	(5 проб) Au 0,52–15,40, As до 21, Bi до 9,8, Co 30,1–82,7, Cu 67,7–383, Ni 15,5–33, Pb до 23,6, Sb 0,8–132, V 159–587, W 20–1050, Zn 57–115, S 2,5–3,6 %	(12 проб) Au 0,96–20,6, Ag до 160,7, As до 92, Bi 0,1–73,7, Cd до 2050, Cu 23–769, Ni 13,6–563, Pb 20,9 г/т (19,6 %), Sb до 869, W до 525, Zn от 0 до 6,58 %, S 0,476 (> 5 %)
Параметры			Средние содержания 3 г/т и бортовые 1,5 г/т; запасы около 30 т

Кварц имеет цвет от обычного молочно-белого до почти чёрного и с вкрапленностью сульфидов пирита и пирротина. В рудах этих месторождений отмечены до трёх генераций пирита, различающихся не только составом примесей, но и разных по изотопному составу серы (см. табл. 1). На самом крупном месторождении Фуок Шон (см. табл. 1 и [12]) отчётливо различается ранний кварц согласных сланцеватости прожилков с пиротином и, возможно, с ранним пиритом и поздние перпендикулярные и диагональные жилки и прожилки с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом. В отдельных случаях установлено более позднее положение прожилковидных пиритовых агрегатов относительно галенит-сфалери-

тового. В пирите-1 также отмечены микровключения галенита-1 с золотом пробностью 725 ‰, кроме того, самородное золото близкой пробности (714–542 ‰) отмечено в виде самостоятельных выделений. В то же время золото, тесно ассоциирующее с пиритом-2, пирротином, высококадмиевым и железистым сфалеритом (Cd 2,18–2,45 %, Fe 7,41–8,38 %) и галенитом-2, имеет пробность 955–898 ‰. Ранний кварц рассечён существенно галенитовыми (беспримесный галенит-2, $\delta^{34}\text{S}$ = -0,5...+0,5 ‰), в сростках со сфалеритом (Fe 6,5–8,5 % и Cd 1,3–2,0 %, $\delta^{34}\text{S}$ +0,2 ‰) прожилками, в которых иногда отмечены жилородные обособления тонкозернистого пирита-2 ($\delta^{34}\text{S}$ = +1,1...+2,0 ‰).

Таким образом, на месторождении Фуок Шон установлены два типа руд: 1) ранний чисто золото-кварцевый с прослоями пелитов причудливой формы, местами полностью замещёнными никеле-носным пиритом и пентландитом, и 2) поздний кварц-сульфидный с гнёздами и жилковидными обособлениями сульфидного (галенит + сфалерит + пирротин + реликты (?) пирита) «паркетовидного» агрегата. По данным ICP анализа (см. табл. 1), выделяются: существенно Zn руды, которые содержат весь кадмий и низкозолотоносные – сфалеритовые, существенно Pb руды с повышенным содержанием Ag, Bi, W, Sb и относительно высоким Au – галенитовые и руды с низкими концентрациями почти всех элементов с максимальным Au – кварцевые. Наши данные достаточно чётко подтверждают полигенное и полихронное происхождение золотых руд этого месторождения, о чём ранее показали [4, 16].

Приведём ещё три примера из южной, центральной и северной частей TSB. **Месторождение Дак Бло (Dak Blo)** расположено на северной границе террейна Кон Тум около вьетнамо-лаосской государственной границы. Оно представлено рудным телом линзовидной формы, относительно пологопадающим (30°) на юг, мощностью 1–5 м и видимой протяжённостью около 500 м. Руды имеют брекчиевую текстуру обломков изменённых (хлоритизированных, окварцованных) гранодиоритов, рассечённых и сцементированных кварцевыми и пирит-халькопирит-кварцевыми жилами и прожилками мощностью первые сантиметры. Изотопный состав серы пирита +0,5 ‰. Предположительно оно локализовано в зоне надвига, по которому залегающие выше безрудные границы надвинуты на подстилающие толщи, представленные гранитами и метаморфическими сланцами в разной степени минерализованными. Здесь предполагается довольно крупный объект, контролируемый надвигом (?), прослеженным более чем на один километр. Важно отметить также высокие содержания меди в рудах этого месторождения и тесную пространственную ассоциацию его с гранитами позднепермско-раннетриасового возраста. Это сближает его с медными проявлениями массива Йен Чу и другими и ставит вопрос об их оценке на предмет золотоносности.

Пример из района месторождения Ланг Нео, охарактеризованного нами ранее [12], – **это рудопроявление Кам Там (Cam Tam)** [18]. Оно представляет собой серию кварцевых жил, локализо-

ванных в зоне разлома СЗ-ЮВ простирания, согласного с генеральным направлением структур TSB в этой его части. Они рассекают сильно изменённые базальты пермского возраста формации Кам Тху (Cam Thuy). Всего известны три жилы мощностью 0,5–0,7 м, протяжённостью до ста метров. Одна крутопадающая содержит вкрапленность золота, пирита и халькопирита – 5–10 %. Среднее содержание Au 1,7 г/т. Две других, расположенных в 400 м от первой, имеют среднее содержание Au – 2–3 и Ag – до 12,6 г/т. В изменённых базальтах, по нашим данным ICP-MS (г/т): Au 0,007–0,06, As до 32, Bi 0,05–0,06, Cu 46,8–89,6, Mo 1,05–3,34, Ni 21,8–28,5, Pb 19,3–29,8, V 262–294, Zn до 53. Вкрапленный в базальтах пирит этого рудопроявления, так же как и пирит Ланг Нео, характеризуется тяжёлой (+10,2...+12,9 ‰) серой и беспримесным составом. Он ассоциирует с калишпатом, сфеном, рутилом, альбитом и кварцем, реже хлоритом и биотитом.

Другой объект **Кан Хо (Can Ho)** является представителем золото-сульфидно-кварцевых жил Северо-Западного Вьетнама. Это золото-пирит-кварцевая жила мощностью около одного метра, полосчатая за счёт пиритовых (мелкие кристаллы и их сростки) полос и реликтов метаморфических сланцев. Количество пирита 5–10 %, в зальбандах полосы серицита. По данным микрозондового анализа, пирит без примесей. Он содержит мелкие, первые микроны (1–5 мк), золотины, пробность которых 925–935 ‰.

Орогенная Au-Sb минерализация. Эта минерализация представлена несколькими рудопроявлениями северной части Центрального сегмента TSB, образующими субширотную (до восток-северо-восточной) полосу относительно основных структур от северной кромки блока Бу Ханг через поднятие, где локализовано джаспероидное-жильное оруденение типа Ланг Нео, далее на северо-восток в район Хоа Бинь. Типичным примером является посещённое нами месторождение Та Сои, ранее частично обработанное.

Месторождение Та Сои (Ta Soi). Вмещающая толща ордовика–силура представлена переслаиванием гематитовых и глинистых сланцев с песчаниками. Они сильно деформированы. Рудные тела образованы серией субпараллельных жил, согласных сланцеватости по простиранию, но секущих по падению и пологими жилами мощностью около 10 см. Кварц молочно-белый с единичными мелкими выделениями антимонита и редким

пиритом, обычно беспримесным, в единичных случаях пирит обогащён As – 0,94 %. Судя по старым выработкам и провалам отработки, рудные тела расположены кулисообразно. В околожилых породах типична реликтовая вкрапленность лимонита (псевдоморфозы по пириту). Вероятно, это более ранняя золоторудная минерализация, которая представлена пирит-халькопирит-сфалеритовой минерализацией, судя по образцам музея экспедиции в г. Винь. Для этого сфалерита ($\delta^{34}\text{S} = -3,0\text{‰}$) характерны также высокие концентрации Cd (0,7–1,9 %) и умеренные Fe (5–7 %). Исходя из сходства состава сфалерита и пирита с раннетриасовыми золотыми объектами, можно предположить, что это ранняя минеральная ассоциация в золото-антимонитовых рудах. Антимонит представлен дощатыми кристаллами и их агрегатами размером до 1–3 см в кварце, замещающими молочно-белый массивный кварц, реже представлен «чугунным» тонкозернистым агрегатом, характерным для крупных Au-Sb месторождений Северо-Востока России. Для антимонита характерна изотопно-лёгкая сера ($\delta^{34}\text{S} = -7,7\text{‰} \dots -8,3\text{‰}$). С ним ассоциируют мелкие выделения плагионита и золота (980–999 ‰), что также характерно для золото-сурьмяного позднеорогенного оруденения Яно-Колымского пояса Северо-Востока Азии. В рудах месторождения, по данным ICP анализа (3 пробы), установлено (г/т): Au 8,75–12,9, As до 36, Cu 69,9–285, Ni до 30,2, Pb 201–585, Sb 13,8–30,5 %, W до 6, Zn 34–468.

В рудном поле месторождения Ланг Нео известно рудопроявление **Бан Лот (Ban Lot)**, представленное зоной кварц-кальцит-антимонитовых прожилков в доломитистых известняках. Кроме обильного дощатого антимонита ($\delta^{34}\text{S} = -5,3\text{‰}$), ассоциирующего с цинкенином (Pb – 32,46, Sb – 43,96, S – 22,9 ‰), в них присутствуют включения арсенопирита беспримесного и с примесью Ni – 0,49 (0,46–0,55 ‰).

Эпитермальное месторождение золота Са Кхиа (Sa Khia) в провинции Куанг Бинь южного сегмента TSB. Рудные зоны субширотного простирания сложены окварцованными алевролитами с тонкими прожилками кварца с пиритом, нередко субпараллельными прожилками гребенчатого кварца мощностью до 1–2 см и кварц-адуляровыми жилами (обломки до 20 см). В составе руд отмечены: 1) сульфидно-кварцевые вкрапленно-гнездовые руды (обломки до 20 см), сложенные ранним молочно-белым кварцем-1 с просечками

регенерации, вкрапленностью и гнёздами (обычно 1–2 мм, до 3–5 мм) пирита, галенита с Bi – до 4,1 %, халькопирита, сфалерита с Fe – 0,36 % и сульфосолей – всего 10–15 % с поздним гребенчатым кварцем-2; 2) пиритовая сетчато-вкрапленная руда в серовато-белом кварце, иногда проявленная в виде сетчатых тонких (1–5 мм) прожилков халцедоновидного кварца с обильным пиритом в основном чистым, но иногда с примесью As 1,05 % (до 50 %) и со сфалеритом с Fe (1,31 %) в алевролитах и 3) характерные для эпитермальной минерализации полосчатые прожилки гребенчатого кварца мощностью 1–2 см с полосами галенит-сфалеритовых агрегатов в зальбандах. Галенит обычно чистый, но иногда с Bi (4,15 %), сфалерит с Fe (0,47 %), а в единичных случаях чистый клейофан. Самородное золото представлено электрумом (пробность 399 ‰) в сростании с сульфосолями Ag (полибазит, пирсеитом) и с Ag (3,69 ‰)-теннантитом. Пирит чаще чистый, но почти половина пирита с примесью As (0,91–3,89 ‰), $\delta^{34}\text{S}$ пирита ($-0,2\text{‰} \dots -0,3\text{‰}$). В отвалах горных выработок и в керне скважин отмечены туфы андезидацитов, диориты и габброиды с сульфидами. Пирит чистый, с примесью Ni, также с примесью Ni и Co, миллерит, халькопирит, пирротин образуют вкрапленность и плёночные просечки. ICP-MS анализ 4 проб (г/т): Au – 6,28–13,7, Ag – 16–2530, As – 374–2300, Cu – 169–1110, Pb – 3100–9681, S – 1,58–5,3 %, Sb – 11–630, Se – до 15, Zn – до 5,45 %. Геохимические характеристики минерализации типичны для вулканогенных руд.

Проведённые нами исследования рудной минерализации в разных частях TSB позволяют предполагать наличие в нём четырёх этапов проявления золоторудной минерализации: ордовик-силурийский, пермский, пермо-триасовый и триасовый. Ранний этап, судя по ксенолитам кварцевых жил в ордовик-силурийских гранитах, связан с процессами раннепалеозойского метаморфизма, который явился первопричиной формирования наиболее продуктивного полихронного (ордовик-силур и пермь–триас) Тамки-Фуокшонского золоторудного пояса [30]. Анализ пространственного и временного распределения месторождений и рудопроявлений орогенного золота относительно ареалов интенсивного метаморфизма позволяет принять для обоих временных этапов формирования орогенной золоторудной минерализации метаморфогенную модель, с коровым источником золота [12], при важной роли разломной тектоники

как зоны транзита рудоносных флюидов, которые разгружались в разломах высоких порядков среди относительно слабометаморфизованных осадков. В то же время широкое проявление на современном уровне среза, продуктов высокоградного метаморфизма, свидетельствует об относительно высокой эрозии метаморфогенной золоторудообразующей системы орогенного пояса Чуонг Шон.

Кроме того, полученные нами данные позволяют наметить различия разновозрастного золотого оруденения рассматриваемого орогенного пояса (табл. 2).

Они заключаются в повышенной частоте встречаемости в раннепалеозойских объектах Bi и Co , умеренной пробности (около 700 ‰) золота, лёгкой изотопной сере рудного пирита и очень высокой железистости (более 10%) сфалерита. Позднепермские золотые руды характеризуются широким спектром примесей при высоких концентрациях Ag , Mo , Pb Zn и повышенных As , увеличенной встречаемостью As в составе пирита, низкими содержаниями Fe (менее 1%) в сфалерите, ювенильной изотопной серой (около 0) в составе сульфидов и аномально низкой пробностью золота (менее 500) и минеральной ассоциацией его с сульфосолями Ag и Ag -теннантитом. Раннемезозойское золотое оруденение главного этапа отличается по-

вышенной частотой и концентрацией W , Cd , Sb , Cu , Pb и Zn в рудах, беспримесным составом пирита, постоянно большими концентрациями Cd (до 3%) и умеренными Fe (5–8%) в сфалерите, слабо тяжёлой серой в сульфидах, локализованных в терригенных вмещающих толщах, и аномально тяжёлой (более +10‰) в сульфидах руд в карбонатных палеозойских толщах, а также высокой пробностью самородного золота. Поздние, Au - Sb , руды отличаются промышленными концентрациями Sb , аномально лёгкой серой в составе антимонита, аномально высокой пробностью самородного золота и ассоциацией его не только с антимонитом, но и с сурьмяными сульфосолями.

Для эпитермального типа золоторудной минерализации месторождения Са Кхеа, судя по геологическим и минералогическим данным, следует принять магматогенную модель связи оруденения с субвулканическими породами, распространёнными на площади рудного поля. Перспективы такого оруденения связаны с полями развития вулканических и субвулканических магматических процессов субдукционного типа пермского возраста, которые наиболее развиты в приграничной с Лаосом территории.

Sn-Li-редкометалльное и W оруденение. В орогенном поясе Чуонг Шон известно небольшое

Табл. 2. Минералого-геохимические признаки разновозрастного золотого оруденения орогенного пояса Чуонг Шон

Признаки	Этапы проявления минерализации			
	PZ_1	PZ_3-MZ_1	T_1	T_3
Геохимия	Au , Ag , Bi , Co	Au , Ag , As , Cu , Mo , Pb , Sb , Zn , Se	Au , (As , Ag , Bi), Cu , Pb , Cd , Sb , Zn , W	Au , Sb , (Cu , Pb , Zn)
Состав пирита	Устойчиво примесь Co	Примесь As	Стандартный, примесь As	Стандартный
Состав сфалерита	Высоко Fe	Мало Fe	Высоко Cd и умеренно Fe	
Состав галенита	Bi до 3,5 % постоянно	Bi до 4,3 % спорадически	Чистый	
$\delta^{34}S$ (‰) сульфидов	-3...-11	Около 0	+1,1...+4,0	-3...-8,5
Пробность золота (‰)	791–542	399	955–890	985–998
Примеры	А Пей, Дак Риппен, Фуок Шон	Са Кхиа	Фуок Шон, Кан Хо, А Пей	Та Сой

количество таких объектов. Это район Кхе Бун (провинция Ха Тинь), один объект около г. Хюэ, рудное поле Ба На около Да Нанга и рудное поле Ла Ви на северо-восточном фланге Кон Тума. Следует отметить, что эти оловорудные объекты имеют повышенную литиенность [10].

Поле оловоносных пегматитов Кхе Бун в провинции Ха Тинь южного сегмента TSB (см. рис. 2) представлено ареалом жил пегматитов мощностью 1–5 м и протяжённостью первые сотни метров. Они имеют мусковит-кварц-полевошпатовый состав (иногда со сподуменом). Крупнокристаллические агрегаты (до 3 см) мусковита нередко содержат включения ортита или эшинита (?) размером 1–2 мм, касситерита (5 мм), иногда отмечены единичные кристаллы чёрного турмалина длиной до 1 см. Пегматиты сопровождаются кварцевыми жилами и системами прожилков, субсогласных сланцеватости с апофизами во вмещающих осадках сланцеватых и ороговикованных. Кварц – дымчато-серый льдистый крупнокристаллический с мусковитом и просечками полевошпатового состава. Анализ (ICP-MS) девяти проб пегматитов и гранитов показал (г/т): Ag (до 1,17), As (до 3), Ba (до 1200), Be (до 72,9), Bi (до 10,1), Li (2 пробы более 1000), Mo (до 2,6), Nb (до 71), Rb (118–2290), Sn (5 проб 285–438), Ta (до 78). Они относятся к типу редкометалльных пегматитов, генетически связанных с пермо-триасовыми гранитоидными плутонами. Несколько иной тип шеелит-кварцевых гидротермальных жил проявлен в экзоконтактовом ареале раннетриасового гранитного плутона в среднем течении р. Шонг Ма (Бан Нга), который является типичным постмагматическим гидротермальным объектом также плутоногенного типа.

Кроме пегматитов Кхе Бун, следует упомянуть пегматитовое поле Ла Ви [36], в котором выделены 4 типа пегматитов: мусковит-альбитовые безрудные, мусковит-альбитовые с Be минерализацией, мусковит-касситеритовые и лепидолит-топаз-альбитовые с Nb-Ta-Li минерализацией. Этими исследователями они датированы по монациту и колумбит-танталиту (254,7–255 млн лет U-Pb методом), предложена генетическая модель их связи с орогенными гранитами.

Си минерализация. Ареалы Си минерализации достаточно широко распространены в структурах TSB в тесной связи с габбро-гранитными массивами I-типа (с габброидами ранних фаз). **Массив Йен Чу (Yen Chu)** (рис. 3). В контакте среднекристаллического габбро ранней фазы внедрения

со сланцево-песчаниковой толщей известно рудопроявление Си, представленное зоной смятия в осадках и дробления в габброидах мощностью около 10–12 м, насыщенной плёнками «медной зелени». В габбро отмечена вкрапленность и гнёзда пирротина до 2–3 см и системы сетчато-параллельных (общему простиранию) прожилков кварца с заметным количеством пирита чистого (один анализ дал Ni 0,36%), пирротина и халькопирита в эпидотизированных и окварцованных габбро. Мощность таких субвертикальных систем 1–1,5 м. Протяжённость до 100 м. Количество сульфидов достигает до 10%, но в целом на мощность зоны не более 5%. В габбро (Cr – 1213, Ni – 303, V – 359 г/т) отмечены полевошпат-кварцевые прожилки мощностью 1–2 см, рассекающие габбро основного тела и габбро-пегматитовые обособления в нём. В таких габбро обнаружены округлые гнёзда чёрного углисто-подобного материала размером 5–8 см, которые предположительно оказались реликтами палеогидротермальных систем, состоящими из лимонита, самородной S, барита, пирита и халькопирита с микрочастицами платиноидов [1]. В поздних среднезернистых гранитах южного фланга массива отмечена зона слабой амазонитизации полевого шпата с редкой вкрапленностью (1–2 мм) ортита или эшинита. Мощность зоны первые метры.

Ещё один пример. В районе деревни Ча Вал (Cha Val (A Dinh)) в 2 км к востоку на поверхности обнажены габброиды с медной минерализацией площадью 100 × 50 м. Медная минерализация (халькопирит, малахит, азурит) представлена зонами прожилков и гнёздами в габброидах, в которых, по данным количественного спектрального анализа, содержатся (г/т): Cr – 156, Cu – 550, Bi – 11,6, Ag – 6,76, Zn – 232, Ni – 83, Co – 89. Однако промышленное значение таких рудопроявлений невелико из-за их малых размеров.

Интересный объект Кон Ра, расположенный на северном фланге микроконтинента, – Контум в Там Ки – Фуок Шон металлогенической зоне. Здесь, по данным [2], выявлено комплексное золотоносное медное оруденение, связанное с раннеорогенными гранитоидами с поздней урановой минерализацией. Согласно [2], сульфиды этого объекта характеризуются изотопным составом серы (–3,5...–1,5‰), близким пириту Au-Cu месторождения Дак Бло. Это подчёркивает металлогеническую ассоциацию руд Au и Cu для раннеорогенного этапа TSB.

Гораздо большее внимание привлекает позднепермская порфировая адакитовая рудно-магма-

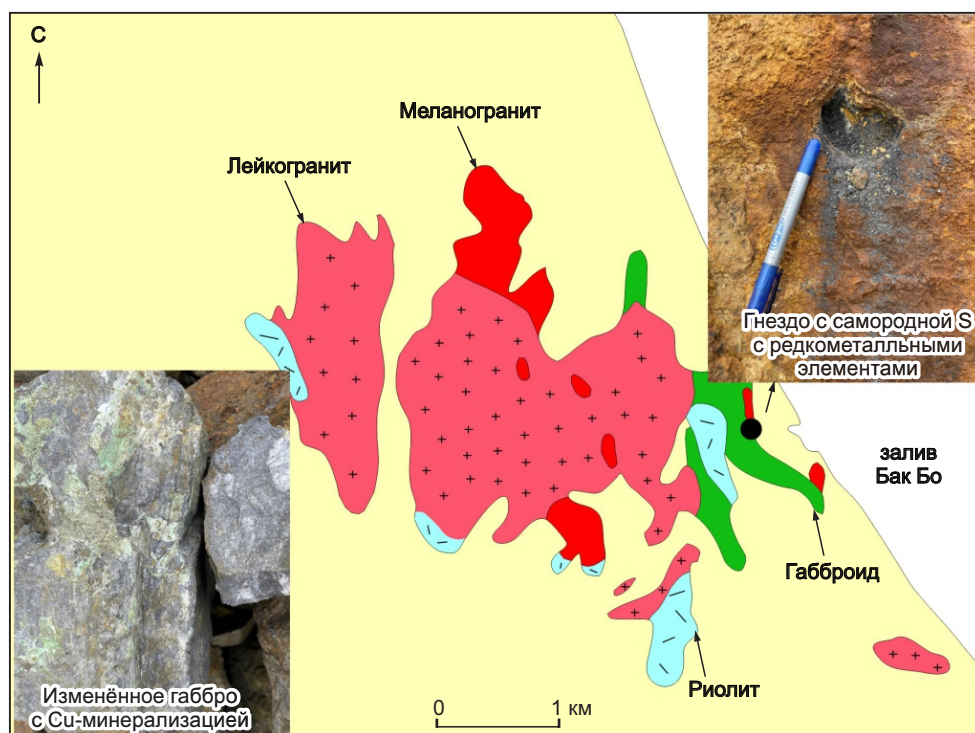


Рис. 3. Позиция Cu-минерализации в массиве Йен Чу:

(см. 9 на рис. 1)

тическая ассоциация (массив Та Лао, в Куанг Чи). В соседнем Лаосе с ней связаны медно-порфировые месторождения мирового уровня (Сепон – Серон и др.), поэтому в прилегающих структурах Вьетнама предполагаются подобные объекты. Эти адакитовые гранитоиды, согласно нашим данным, по минералого-геохимическим характеристикам максимально приближены к потенциально рудоносным в части порфировой минерализации породам. Тем более что в массивах подобных гранитов нами наблюдались признаки такой минерализации. Так, в одном из обнажений гранитов массива Та Лао (юг Куангчи) отмечен штокверк прожилков и жил гребенчатого кварца (индивиды до 1–2 см), сопровождающихся обширным ореолом калишпатизации. Мощность прожилков до 10 см, ширина зоны 1–1,5 до 5 м. Зоны калишпатизации отмечены также в гранитах массива Дак Ронг с участками окварцевания, но без видимых сульфидов.

С плюмовыми мафит-ультрамафитовыми массивами в северо-западном Вьетнаме в зоне Шонг Да связано Cu-Ni с платиноидами оруденение

(ряд точек минерализации и месторождение Бак Фук позднемагматического генезиса). Месторождение Бан Фук представлено сульфидными рудами с низким содержанием As (10 млн т массивных сульфидных руд). Среди них отчетливо выделяются два типа сульфидных руд: 1) вкрапленные руды с гнездами пирротина в сростаниях с халькопиритом (до 1–2 см) в ультрамафитах и 2) массивные сульфидные руды пентландит-пирротин-халькопиритового состава с ксенолитами (обломками) кварца в их сплошной массе. Этот кварц явно испытал преобразования – облачная окраска с каймой тёмного полупрозрачного типа и молочно-белым центром. По-видимому, это продукты кристаллизации сульфидного позднемагматического расплава. Также известны и кварцевые жилы с халькопиритом в центральных частях. Получаются две стадии формирования руд – магматическая и постмагматическая. Сульфиды имеют стабильно относительно изотопно-лёгкую серу (пирротин -3,8...-4,0‰, пентландит -3,9‰, халькопирит -4,0‰). Рядом расположено рудопоявление Бан Хонг (Ban Khong),

представляющее собой сульфидное рудное тело мощностью 1,1–2,1 м, длиной 130 м и 100 м на глубину со средними содержаниями Ni – 1,51, Cu – 0,35 и Co – 0,17%. Оно сопровождается ореолом вкрапленных руд протяжённостью около 350 м при мощности до 3 м с содержаниями Ni – 0,22–0,17 Cu – 0,11–0,34. Минерализация пентландит, пирротин, халькопирит.

Обсуждение. Магматизм орогенного пояса Чуонг Шон чётко делится на серии магматических комплексов разной геодинамической природы.

Для раннего палеозоя это субокеанические мафит-ультрамафиты с поздненеопротерозой-кемб्रो-раннеордовикскими базальтами; аккреционно-субдукционные ордовик-силурийские вулканоплутонические базальт-андезит-риодацитовые и гранодиорит-гранитные, аккреционно-коллизийные плутонические гранитные – гнейсогранит-мигматитовые комплексы. Они распространены относительно широко в северном секторе TSB (Шонг Ма структурная зона) и на его южном фланге (районы месторождений А Пей и в северной части массива Кон Тум). Для северного фланга TSB характерна относительно низкая и рассеянная золотоносность вследствие значительной эрозии зоны зонального метаморфизма. В то же время южный фланг характеризуется более высокой золотоносностью данного этапа, однако не настолько значимой по сравнению с главными пермо-триасовыми структурами.

Ареалы проявления пермских аккреционно-субдукционных вулканоплутонических базальт-андезит-дацитовых, андезит-риолитовых и габбро-диорит-гранодиоритовой магматических ассоциаций на рассматриваемой территории не сильно большие, но тем не менее заметные, что позволяет предполагать возможность обнаружения на юго-западном фланге TSB потенциально интересных объектов медно-порфирового типа, а также эпитермальной золоторудной (Au-Ag) минерализации типа Са Кхиа в полях пермских эффузивов этого района (Там Ки). Очень интересное сочетание Au и Cu проявлено в районе Та Лао, где обе известные медные точки минерализации пространственно ассоциируют с пермским малым телом калишпатизированных в разной степени гранитов, что предполагает возможность наличия там медно-порфирового оруденения. Следовательно, необходимо провести более детальные исследования проявлений этого магматизма как наиболее перспективного с точки зрения выявления

порфирового оруденения в южной части провинции Куанг Чи и западной приграничной части провинции Тхуа Тхиен Хуэ (Thua Thien Hue). Кроме того, известные месторождения золота джаспероидного типа в районе Сепон Лаоса [8] настоятельно требуют обратить внимание на ареалы пермского магматизма в антиклинорных структурах типа района Ланг Нео, где широко проявлены явления джаспероидизации с значимым золотым оруденением [12].

Распространённость пермо-раннетриасовых габбро-гранодиорит-гранитных и гранитных массивов максимальна для структур рассматриваемого орогенного пояса. Это определяет и максимальную распространённость связанного с ними разнотипного оруденения. Тем не менее отдельные типы минерализации обладают своей спецификой локализации. В частности, меднорудные проявления распространены по всей широте TSB в структурах Центрального Вьетнама (например, см. массив Йен Чу), но всё же наиболее концентрированно они проявлены в пределах структурной зоны Там Ки – Фуок Шон в северном обрамлении микроконтинента Кон Тум (месторождения Дак Бло, Кон Ра).

Анализ металлогенической карты Вьетнама показывает неоднородное распределение пунктов минерализации и месторождений золота в стране: 1) север Вьетнама – золото распределено хаотично и каких-либо явных обособленных ареалов не образует, 2) для Центрального Вьетнама картина иная, явная линейность распространения минерализации вдоль крупных разломных зон TSB: зоны Шонг Ма, Нге Ань в обрамлении докембрийского блока Бу Кханг, зоны Ха Тинь по границе с провинцией Куанг Бинь, в Куанг Бине по северной и южной границам, Куанг Чи – Хюэ дугообразная зона и Куанг Нам – Там Ки – Фуок шон пояс, обрамление Кон Тума [11]. В первом случае, по-видимому, наблюдается сочетание рассеянной минерализации раннепалеозойского цикла с проявлениями раннемезозойского цикла, так как для позднего цикла характерна всё же локализация золотого оруденения в зонах тектонических швов (пример из зоны Шонг Ма месторождение Бан Фунг [9]), что чётко соответствует линейному распределению золоторудных объектов в аккреционно-коллизийных структурах южного фланга TSB [12].

Плутонические комплексы среднего триаса представлены посторогенными (разваливания

орогенов) плюмазовыми редкометалльными гранитами и гранит-порфирами. Для них характерна локализация поперёк складчатых структур или ориентировки тел ранних орогенных гранитоидов. Эти граниты характеризуются повышенными концентрациями Sn, Be, Li и сопровождаются рудопроявлениями редкометалльных пегматитов (Кхе Бун) или представлены амазонитовыми гранитами (Йен Чу) в осевой части центрального сектора TSB. Помимо этого, аналогичные пегматитовые поля (Ла Ви [11, 36]) есть в северном обрамлении микроконтинента Кон Тум. Однако говорить о значимости данных объектов пока рано, требуются дополнительные специальные исследования. Редкометалльная специфика этого этапа магматизма подчёркивается и сопутствующей Mo-W минерализацией жильно-прожилкового типа (Нгок Ту, район Дак То) таких гранитоидов, которая датирована 240 млн лет и наложена на золотую минерализацию в северном обрамлении Контума [12, 16]. Значимость её для промышленного освоения на данном этапе изучения пока неочевидна.

Остаётся неясной позиция среднетриасовых кислых вулканитов зоны Шонг Ма, хотя, учитывая их повышенную щёлочность, их надо объединять с дайками щелочных пород, которые, скорее всего, имеют синдвиговую геодинамическую позицию в связи с движениями, сопутствующими Эмейшаньскому плюму на северо-восточном фланге TSB. Продуктами этого события являются коматиты и месторождения Cu-Ni типа (Бан Фук) [6], представляющие большой интерес для продолжения разведочных и добычных работ. Отдельно следует отметить распространение орогенного позднего Au-Sb оруденения, которое, как отмечено выше, образует ареал, прилегающий с юга к ареалу Cu-Ni оруденения, пересекающий структуры TSB поперёк. На наш взгляд, такая его позиция обусловлена тесной парагенетической связью этой минерализации с Эмейшаньским плюмом, подобно ситуации на юге Сибири [2], где ассоциация Cu-Ni и Au-Sb руд, связанных с Сибирским плюмом, проявилась в конце орогенеза Калба-Иртышского пояса, что позволяет положительно оценивать перспективы данных типов оруденения во Вьетнаме.

Согласно приведённым данным, TSB имеет историю, схожую с Уральским (Россия) и Алтайским (Казахстан, Россия) складчатыми поясами (каледонский и герцинский этапы в единой орогенной структуре). Только проявление здесь вулканизма

не такое мощное как в указанных поясах, возможно, в силу большой эрозии. Поэтому металлогения TSB отличается от этих поясов отсутствием колчеданных месторождений, так как нет островных дуг фемического профиля (только сиалические субдукционные пояса) и нет платиноидных месторождений, связанных с поясом дунитов как на Урале, но есть Sn-Li минерализация, обычная на Алтае (Калбинский пояс). Золотое оруденение во многом похоже на уральское и калбинское с преобладанием золото-пирит-кварцевой ассоциации и тем, что большинство значимых объектов связано с герцинским этапом. Но по размерам его распространённость и значимость на данном этапе изученности слабее и меньше, чем на Урале или Большом Алтае. Сейчас только три месторождения мелкого и среднего размера разрабатываются (Син Куен, Дак Бло и Фуок Шон), а судьба Бонг Миеу неясна.

Заключение. Таким образом, специфика металлогенических особенностей TSB заключается: 1) в двухэтапности проявления орогенных (коллизонных) событий (ранний палеозой – Au, W, поздний палеозой–ранний мезозой – Au, Cu, Sn-Li, Mo); 2) в проявлении, помимо коллизии, позднепермского островодужного этапа с собственной металлогенической историей (эпитермальное Au-Ag и Cu-порфировое оруденение), который требует более глубокого исследования в приграничной с Лаосом территории провинций Куанг Чи и Тхуа Тхиен Хуэ (Quang Tri и Thua Thien Hue); 3) в совпадении главного орогенного позднепалеозойско-раннемезозойского этапа с процессом формирования Эмейшаньского плюма, что вызвало сочетание орогенной (Au, Cu, Sn-Li) и плюмовой (Cu-Ni, Au-Sb) минерализации; 4) для орогенного пояса в целом характерен благороднометалльно-халькофильный металлогенический профиль, с подчинённым значением олово-редкометалльного, что отражает фемический или фемисиалический состав подстилающей коры; 5) основные перспективы в минерально-ресурсном плане следует связывать с орогенным типом золотой минерализации, с учётом её двухэтапного происхождения. Вопрос о значимости эпитермального и медно-порфирового оруденения, а также оловолитиевого, требует дальнейшего исследования.

Статья выполнена при поддержке темы: Палеозойско-мезозойская магматическая эволюция и связанная металлогения в орогенном поясе Чуонг Шон, Вьетнам, Код: DTDLN.15/23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горячев Н. А., Чан Туан Ань, Соцкая О. Т., Васильева Т. И., Фам Нгок Кан, Ву Хоанг Ли, Чан Чонг Хоа, Нго Тхи Фыонг. О находке реликта палеогидротермальной системы в габброидах массива Йенчу (Центральный Вьетнам) // Минералогия и геохимия ландшафта горнорудных территорий. Рациональное природопользование. Современное минералообразование : тр. X Всерос. симпозиума и XVII Всерос. чтений памяти акад. А.Е. Ферсмана / Ин-т природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Забайкал. гос. ун-т; [отв. ред. Г.А. Юргенсон]. – Чита : изд-во ЗабГУ, 2025. – С. 31–34.
2. До Минь Фыонг. Геологические условия локализации золотоносной медной и урановой минерализации в районе Кон Ра провинции Контум Центрального Вьетнама : специальность 1.6.10 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / До Фыонг Минь. – М. : РГТУ им. С. Орджоникидзе (МГРИ), 2022. – 26 с.
3. Добрецов Н. Л., Борисенко А. С., Изох А. Э., Жмодик С. М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 9. – С. 1159–1187.
4. Май Чонг Ту. Закономерности размещения золоторудной минерализации и прогноз рудоносности района Куангнам – Дананг (Вьетнам) : специальность 04.00.11 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Май Чонг Ту. – М. : МГРИ, 1998. – 25 с.
5. Нгуен Чунг Минь. Изотопная геохронология массива Бана, возраст и условия образования оловянного оруденения Тамчинг, Центральный Вьетнам : специальность 25.00.09 «Геохимия, геохимические методы поисков полезных ископаемых» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Нгуен Чунг Минь. – М. : ГЕОХИ, 2001. – 136 с.
6. Чан Чонг Хоа, Изох А. Э., Поляков Г. В., Борисенко А. С., Ань Чан Туань, Балыкин П. А., Фыонг Нго Тхи, Руднев С. Н., Ван Ву Ван, Ньен Буй Ан. Пермотриасовый магматизм и металлогения Северного Вьетнама в связи с Эмейшаньским плюмом // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 48, № 7. – С. 637–651.
7. Bui An Nien, Nguyen Viet Y, Tran Viet Anh, Tran Van Hieu, Pham Ngoc Can. Petro-chemical characteristics and U-Pb isotopic ages of mafic and ultramafic bodies from west margin of the kon tum geo-block. Extend. Abst. Volume of International Symposium “Large Igneous Provinces of Asia: Mantle plume and Metallogeny” LIPs, Hanoi 7-11-2013. – Hanoi, 2013. – P. 130–133.
8. Cromie P. W. Geological setting, geochemistry and genesis of the Sepon gold and copper deposits : Thesis. – Laos : University Of Tasmania, 2010. – DOI : <https://doi.org/10.25959/23211731.v1>
9. Dang Van Can, Tran Xuan Van, Pham Hong Than, Pham Binh. Listvenitization and related mineralization at Song Ma zone – VietNam // Proceedings of the Southeast Asia Gold symposium Ho Chi Min City Vietnam, December 5-7, 1991. – P. 92–99.
10. Geology and Earth Resources of Vietnam. – Hanoi : Publishing House for Science and Technology, 2011. – 646 p.
11. Geology and Georesources of Vietnam. Explanatory book for the geological, georesources map of Vietnam and adjacent sea areas at 1:1,000,000 scale / Editor in chief Tran Van Tri. – Hanoi : Youth Publishing House 2023. – 349 p.
12. Goryachev N. A., Tran Trong Hoa, Mai Trong Tu. Gold Metallogeny of Vietnam as a Part of the East Asia Gold Metallogeny // Geology and Metallogeny of Vietnam. Proceedings of International Symposium on the 35th anniversary of collaboration between the Institute of Geological Sciences, VAST and the Institute of Geology and Mineralogy SB-RAS, 28 March 2019 Hanoi. – Hanoi : Publishing House for Science and Technology, 2019. – P. 15–35.
13. Jiang W., Yu J. H., Wang X., Griffin W. L., Pham T. H., Nguyen D. L., Wang F. Early Paleozoic magmatism in northern Kontum Massif, Central Vietnam: Insights into tectonic evolution of the eastern Indochina Block // Lithos. – 2020. – 105750. – P. 376–377.
14. Lan Ching-Ying, Sun-Lin Chung, Jason Jiun-San Shen, Ching-Hua Lo, Pei-Ling Wang, Tran Trong Hoa, Hoang Huu Thanh, Stanley A. Mertzman. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of granitic rocks from northern Vietnam // Journal of Asian Earth Sciences. – 2000. – 18. – P. 267–280.
15. Liu J. L., Tran M. D., Tang Y., Nguyen Q. L., Tran T. H., Wu W. B., Chen J. F., Zhang Z. C., Zhao Z. D., Permo-Triassic Granitoids in the Northern part of the Truong Son belt, NW Vietnam // Geochronology, Geochemistry and tectonic implications. Gondwana Research. – 2012. – 22. – P. 628–644.
16. Manaka T. A study of mineralogical, geochemical and geochronological characteristics and ore genesis in Phuoc Son gold deposit area, Central Vietnam // PhD Thesis. – University of Tasmania (UTAS), Australia, 2014. – 286 p.
17. Nguyen Thi Dung, Tran Tuan Anh, Pham Trung Hieu, Pham Minh, Le Xuan Truong, Nguyen Trung Minh, Doan Dinh Hung. Crustal evolution of Paleozoic-Mesozoic granitoid in Dakrong-A Luoi area, Truong

- Son belt, central Vietnam: evidence from zircon U-Pb geochronology, geochemistry, and Hf isotope composition // *International Geology Review*. – 2024. – V. 66, Is. 17.
18. *Nguyen Van Tu, Nguyen Nghiem Minh*. Some characteristics of geology and gold mineralization in Cmthuy – Thanh Hoa province // *Proceedings of the Southeast Asia Gokg symposium Ho Chi Min City Vietnam*, December 5–7, 1991. – P. 99–104.
19. *Osanai Y., Nakano N., Owada M., Tran Ngoc Nam, Miyamoto T., Nguyen Thi Minh, Nguyen Van Nam, Tran Van Tri*. Collision zone metamorphism in Vietnam and adjacent South-eastern Asia: Proposition for Trns Vietnam Orogenic Belt // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*. – 2008. – V. 103. – P. 226–241.
20. *Pham Duc Luong, Dang My Cung, Pham Ngoc Dung, Bui The Anh, Cao Thi Thuy Binh, Le Dinh Cuong, Luu Van Thang, Bui Thanh Van, Phung Xuan Quan*. 2015. Petrology of the Dong Trau volcanic formation in North Trung Bo, Vietnam // *Geology&Minerals*. – 2015. – V. 11.
21. *Pham T. Hieu, Nong T. Q. Anh, Pham Minh, Nguyen T. B. Thuy*. Geochemistry, zircon U–PB ages and HF isotopes of the Muong Luan granitoid pluton, Northwest Vietnam and its petrogenetic significance // *Island Arc*. – 2019. – P. 1–15. – DOI :<https://doi.org/10.1111/iar.12330>.
22. *Pham Trung Hieu, ShuangQing L., Yang Yu, Ngo Xuan Thanh, Le Tien Dung, Vu Le Tu, Wolfgang Siebel, Fukun Chen*. Stages of late Paleozoic to early Mesozoic magmatism in the Song Ma belt, NW Vietnam: evidence from zircon U–Pb geochronology and Hf isotope composition. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*. – 2017. – DOI : [10.1007/s00531-016-1337-9](https://doi.org/10.1007/s00531-016-1337-9).
23. *Pham Trung Hieu, Yi-Zeng Yang, Do Quoc Binh, Thi Bich Thuy Nguyen, Le Tien Dung, Fukun Chen*. Late Permian to Early Triassic crustal evolution of the Kontum massif, central Vietnam: zircon U–Pb ages and geochemical and Nd–Hf isotopic composition of the Hai Van granitoid complex // *International Geology Review*. – 2015. – DOI : [10.1080/00206814.2015.1031194](https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1031194).
24. *Polyakov G. V., Nguyen Trong Yem*. Permian – Triassic mafic-ultramafic complexes in Northern Vietnam. – Vietnam : Publ. House Science&Technology, 1996, 172 p.
25. *Shi M. F., Lin F. C., Fan W. Y., Deng Q., Cong F., Tran M. D., Zhu H. P., Wang, H.*, Zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoids in the Truong Son Terrane, Vietnam: Tectonic and Metallogenic implications // *Journal of Asian Earth Sciences* : 2015. – V. 101. – P. 101–120.
26. *Thanh T. V., Hieu P. T., Minh P., Nhuan D. V., Thuy, N. T. B.* Late Permian-Triassic granitic rocks of Vietnam: the Muong Lat example // *International Geology Review*. – 2019. – V. 61. – № 15. – P. 1823–1841.
27. *Thanh Xuan Ngo, Hau V. Bui, Dung M. Tran, Yoon-sup Kim, Li Xiaochun, Hai T. Tran, Sanghoon Kwon, Yirang Jang, Bui V. Sang, Luong Q. Khang*. Ordovician continental arc magmatism in the Tam Ky-Phuoc Son Suture Zone, Central Indochina Block, Southeast Asia // *Geological Journal*. – 2022. – 1–12. – DOI : [10.1002/gj.4626](https://doi.org/10.1002/gj.4626).
28. *Thuy Thi Bich Nguyen, Pham Trung Hieu, Qian Xin, Bui The Anh, Nguyen Thi Xuan, Pham Minh, Ho Thi Thu*. Zircon U-Pb Geochronology, Geochemistry, and Sr-Nd-Hf Isotopic Composition of Ben Giang-Que Son Complex in the Southern Truong Son Belt: Implications for Permian–Triassic Tectonic Evolution // *Minerals*. – 2024. – 14. – 569. – DOI : <https://doi.org/10.3390/min14060569>.
29. *Tran Duc Luong, Nguyen Xuan Bao*. Geological Map of Vietnam, scale 1:500.000. – Hanoi : Vietnam General Department of Mining and Geology, 1989.
30. *Tran Hai Thanh, Zaw Khin, Halpin Jacqueline A., Manaka Takayuki, Meffre Sebastien, Lai Chun-Kit, Lee Youjin, Le Hai Van, Dinh Sang*. The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications // *Gondwana Research*. – 2014. – 26. – P. 144–164.
31. *Tran T. A., Tran T. H., Pham-Ngoc C., Shellnutt J. G., Pham T. T., Izokh E. A., Pham Thi Phuong L.* Petrology of the Permian-Triassic granitoids in Northwest Vietnam and their relation to the amalgamation of the Indochina and Sino-Vietnam composite terranes: Vietnam // *Journal of Earth Sciences*. – 2022. – 44(3). – P. 343–368. – DOI : <https://doi.org/10.15625/2615-9783/17002>.
32. *Tran Trọng Hòa, Bùi Ân Niên, Trần Tuấn Anh, Phạm Ngọc Cẩn, Phạm Thị Dung, Izokh A. E., Shelepaev R. A., Svetliskaya T. V.* Phu Loc and Ha Tam monzogabbro pluton during history of the Indosinian orogeny in South Truong Son. – *Bel. Geology* : 2020. – № 371–372. P. 49–67.
33. *Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Ngo Thi Phuong, Pham Thi Dung, Tran Viet Anh, Izokh A. E., Borisenko A. S., Lan C. Y., Chung S. L., Lo C. H.* Permo-Triassic intermediate–felsic magmatism of the Truong Son belt, eastern margin of Indochina // *C. R. Geoscience*. – 2008. – 340. – P. 112–126.
34. *Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Pham Ngoc Can, Izokh A. E., Goryachev N. A., Usuki T., Pham Thi Dung, Pham Thi Phuong Lien, Bui An Nien*. Proceedings of the conference on Basic Research in the field of Earth and Environment Sciences // *Natural Science&Technology Publishing House*. – 2019. – P. 37–41.
35. *Tri Van Tran, Michel Faure, Vuong Van Nguyen, Hoang Huy Bui, Michael Bryld Wessel Fyhn, Tuan Quang Nguyen, Claude Lepvrier, Tonny B. Thomsen, Kenichiro Tani, Punya Charusiri*. Neoproterozoic to Early Triassic tectono-stratigraphic evolution of Indochina and adjacent areas: A review with new data // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2020 – 91 – 104231.

36. Tuan Anh Nguyen, Xiaoyong Yang, Tuan Anh Tran, My Dung Tran, Thi Hien Vu, Zhuang Zhao. Mineralogy and geochronology of pegmatites in Kontum Massif, Central Vietnam : implications for evolution of rare-metal mineralization // *Lithos.* – 2024. – 107747. – P. 1–15.
 37. Vuong Bui Thi Sinh, Yasuhito Osanai, Nobuhiko Nakano, Ippei Kitano, Tatsuro Adachi, Anh Tran Tuan, Binh Pham. Petrology and zircon U Pb geochronology of pelitic gneisses and granitoids from the Dai Loc Complex in the Truong Son Belt, Vietnam: Implications for the Silurian magmatic-metamorphic event // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2022. – 226. – 105070.
 38. Xuan Thanh Ngo, Nguyen Quoc Hung, Yoonsup Kim, Sanghoon Kwon, Vinh Hau Bui, Thanh Hai Tran, Yirang Jang, Vinod O. Samuel Vinod O. Samuel. Cambrian–Ordovician Arc-Related Magmatism in the Central Southeast Asian Continents and Its Significance on Early Palaeozoic Tectonics of the Indochina Block // *Geological Journal.* – 2025. – 60. – P. 776–791. – DOI : <https://doi.org/10.1002/gj.5102>
- ### REFERENCES
1. Goryachev N. A., Chan Tuan An, Sotskaya O. T., Vasilyeva T. I., Fam Ngok Kan, Vu Khoang Li, Chan Chong Khoa, Ngo Tkhi Fyong. O nakhodke reliкта paleogidrottermalnoy sistemy v gabbroidakh massiva Yyenchu (Tsen-tral'nyy Vyetnam) [On the discovery of a relic of the paleohydrothermal system in gabbroids of the Yen Chu massif (Central Vietnam)], *Mineralogiya i geokhimiya landshafta gornorudnykh territoriy. Ratsionalnoye prirodopolzovaniye. Sovremennoye mineraloobrazovaniye*, tr. X Vseros. simpoziuma i XVII Vseros. chteniy pamyati akad. A. Ye. Fersmana. In-t prirodnikh resursov, ekologii i kriologii SO RAN, Zabaykal. gos. un-t. ed. G. A. Yurgenson, Chita, ZabGU (publ.), 2025, pp. 31–34.
 2. Do Min Fyong. Geologicheskiye usloviya lokalizatsii zolotonosnoy mednoy i uranovoy mineralizatsii v rayone Kon Ra provintsii Kontum Tsentral'nogo Vyetnama [Geological conditions of localization of gold-bearing copper and uranium mineralization in the Kon Ra region of Kon Tum province of Central Vietnam], Moscow, MGRI publ., 2022, 26 p. (In Russ.)
 3. Dobretsov N. L., Borisenko A. S., Izokh A. E., Zhmodik S. M. Termokhimicheskaya model permotriassovyykh mantiynykh plyumov Yevrazii kak osnova dlya vyyavleniya zakonomernostey formirovaniya i prognoza medno-nikelevyykh, blagorodno- i redkometal'nykh mestorozhdeniy [Thermochemical model of Permian-Triassic mantle plumes of Eurasia as a basis for identifying patterns of formation and forecasting of copper-nickel, noble and rare metal deposits], *Geologiya i geofizika*, 2010, V.51, No. 9, pp. 1159–1187. (In Russ.)
 4. May Chong Tu. Zakonomernosti razmeshcheniya zolotorudnoy mineralizatsii i prognoz rudonosnosti rayona Kuangnam – Danang (Vyetnam) [Regularities of gold mineralization distribution and ore potential forecast in the Quang Nam – Da Nang region (Vietnam)], Moscow, MGRI publ., 1998, 25 p. (In Russ.)
 5. Nguyen Chung Min. Izotopnaya geokhronologiya massiva Bana, vozrast i usloviya obrazovaniya olovyanogo orudneniya Tamching, Tsentral'nyy Vyetnam [Isotope geochronology of the Bana massif, age and conditions of formation of the Tam Ching tin mineralization, Central Vietnam], Moscow, GEOKHI publ., 2001, 136 p. (In Russ.)
 6. Chan Chong Khoa, Izokh A. E., Polyakov G. V., Borisenko A. S., An Chan Tuan, Balykin P. A., Fyong Ngo Tkhi, Rudnev S. N., Van Vu Van, Nyen Buy An. Permotriassovyy magmatizm i metallogeniya Severnogo Vyetnama v svyazi s Emeishanskim plyumom [Permian-Triassic magmatism and metallogeny of Northern Vietnam in relation to the Emeishan plume], *Geologiya i geofizika*, 2008, V. 48, No. 7, pp. 637–651. (In Russ.)
 7. Bui An Nien, Nguyen Viet Y, Tran Viet Anh, Tran Van Hieu, Pham Ngoc Can. Petro-chemical characteristics and U-Pb isotopic ages of mafic and ultramafic bodies from west margin of the Kon Tum geo-block. Extend. Abst. Volume of International Symposium “Large Igneous Provinces of Asia: Mantle plume and Metallogeny” LIPs, Hanoi 7-11-2013, Hanoi, 2013, pp. 130–133.
 8. Cromie P. W. Geological setting, geochemistry and genesis of the Sepon gold and copper deposits, Thesis, Laos, University Of Tasmania, 2010, DOI : <https://doi.org/10.25959/23211731.v1>
 9. Dang Van Can, Tran Xuan Van, Pham Hong Than, Pham Binh. Listvenitization and related mineralization at Song Ma zone – VietNam, Proceedings of the Southeast Asia Gold symposium Ho Chi Min City Vietnam, December 5-7, 1991, pp. 92–99.
 10. *Geology and Earth Resources of Vietnam*, Hanoi, Publishing House for Science and Technology, 2011, 646 p.
 11. *Geology and Georesources of Vietnam*. Explanatory book for the geological, georesources map of Vietnam and adjacent sea areas at 1:1,000,000 scale / Editor in chief Tran Van Tri, Hanoi, Youth Publishing House 2023, 349 p.
 12. Goryachev N. A., Tran Trong Hoa, Mai Trong Tu. Gold Metallogeny of Vietnam as a Part of the East

- Asia Gold Metallogeny, Geology and Metallogeny of Vietnam. Proceedings of International Symposium on the 35th anniversary of collaboration between the Institute of Geological Sciences, VAST and the Institute of Geology and Mineralogy SB-RAS, 28 March 2019 Hanoi, Hanoi, Publishing House for Science and Technology, 2019, pp. 15–35.
13. Jiang W., Yu J. H., Wang X., Griffin W. L., Pham T. H., Nguyen D. L., Wang F. Early Paleozoic magmatism in northern Kontum Massif, Central Vietnam: Insights into tectonic evolution of the eastern Indochina Block, *Lithos*, 2020, 105750, pp. 376–377.
14. Lan Ching-Ying, Sun-Lin Chung, Jason Jiun-San Shen, Ching-Hua Lo, Pei-Ling Wang, Tran Trong Hoa, Hoang Huu Thanh, Stanley A. Mertzman. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of granitic rocks from northern Vietnam, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2000, 18, pp. 267–280.
15. Liu J. L., Tran M. D., Tang Y., Nguyen Q. L., Tran T. H., Wu W. B., Chen J. F., Zhang Z. C., Zhao Z. D., Permo-Triassic Granitoids in the Northern part of the Truong Son belt, NW Vietnam, *Geochronology, Geochemistry and tectonic implications. Gondwana Research*, 2012, 22, pp. 628–644.
16. Manaka T. A study of mineralogical, geochemical and geochronological characteristics and ore genesis in Phuoc Son gold deposit area, Central Vietnam, PhD Thesis, University of Tasmania (UTAS), Australia, 2014, 286 p.
17. Nguyen Thi Dung, Tran Tuan Anh, Pham Trung Hieu, Pham Minh, Le Xuan Truong, Nguyen Trung Minh, Doan Dinh Hung. Crustal evolution of Paleozoic-Mesozoic granitoid in Dakrong-A Luoi area, Truong Son belt, central Vietnam: evidence from zircon U-Pb geochronology, geochemistry, and Hf isotope composition, *International Geology Review*, 2024, V. 66, Is. 17.
18. Nguyen Van Tu, Nguyen Nghiem Minh. Some characteristics of geology and gold mineralization in Cmthuy – Thanh Hoa province, Proceedings of the Southeast Asia Gokg symposium Ho Chi Min City Vietnam, December 5–7, 1991, pp. 99–104.
19. Osanai Y., Nakano N., Owada M., Tran Ngoc Nam, Miyamoto T., Nguyen Thi Minh, Nguyen Van Nam, Tran Van Tri. Collision zone metamorphism in Vietnam and adjacent South-eastern Asia: Proposition for Trns Vietnam Orogenic Belt, *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 2008, V. 103, pp. 226–241.
20. Pham Duc Luong, Dang My Cung, Pham Ngoc Dung, Bui The Anh, Cao Thi Thuy Binh, Le Dinh Cuong, Luu Van Thang, Bui Thanh Van, Phung Xuan Quan. 2015. Petrology of the Dong Trau volcanic formation in North Trung Bo, Vietnam, *Geology&Minerals*, 2015, V. 11.
21. Pham T. Hieu, Nong T. Q. Anh, Pham Minh, Nguyen T. B. Thuy. Geochemistry, zircon U–PB ages and HF isotopes of the Muong Luan granitoid pluton, Northwest Vietnam and its petrogenetic significance, *Island Arc*, 2019, pp. 1–15, DOI :<https://doi.org/10.1111/iar.12330>.
22. Pham Trung Hieu, ShuangQing L., Yang Yu, Ngo Xuan Thanh, Le Tien Dung, Vu Le Tu, Wolfgang Siebel, Fukun Chen.. Stages of late Paleozoic to early Mesozoic magmatism in the Song Ma belt, NW Vietnam: evidence from zircon U–Pb geochronology and Hf isotope composition. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 2017, DOI : 10.1007/s00531-016-1337-9.
23. Pham Trung Hieu, Yi-Zeng Yang, Do Quoc Binh, Thi Bich Thuy Nguyen, Le Tien Dung, Fukun Chen. Late Permian to Early Triassic crustal evolution of the Kontum massif, central Vietnam: zircon U–Pb ages and geochemical and Nd–Hf isotopic composition of the Hai Van granitoid complex, *International Geology Review*, 2015, DOI : 10.1080/00206814.2015.1031194.
24. Polyakov G. V., Nguyen Trong Yem. Permian – Triassic mafic-ultramafic complexes in Northern Vietnam, Vietnam, Publ. House Science&Technology, 1996, 172 p.
25. Shi M. F., Lin F. C., Fan W. Y., Deng Q., Cong F., Tran M. D., Zhu H. P., Wang, H., Zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoids in the Truong Son Terrane, Vietnam: Tectonic and Metallogenic implications, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, V. 101, pp. 101–120.
26. Thanh T. V., Hieu P. T., Minh P., Nhuan D. V., Thuy, N. T. B. Late Permian-Triassic granitic rocks of Vietnam: the Muong Lat example, *International Geology Review*, 2019, V. 61, No. 15, pp. 1823–1841.
27. Thanh Xuan Ngo, Hau V. Bui, Dung M. Tran, Yoon-sup Kim, Li Xiaochun, Hai T. Tran, Sanghoon Kwon, Yirang Jang, Bui V. Sang, Luong Q. Khang. Ordovician continental arc magmatism in the Tam Ky-Phuoc Son Suture Zone, Central Indochina Block, Southeast Asia, *Geological Journal*, 2022, 1–12, DOI : 10.1002/gj.4626.
28. Thuy Thi Bich Nguyen, Pham Trung Hieu, Qian Xin, Bui The Anh, Nguyen Thi Xuan, Pham Minh, Ho Thi Thu. Zircon U-Pb Geochronology, Geochemistry, and Sr-Nd-Hf Isotopic Composition of Ben Giang-Que Son Complex in the Southern Truong Son Belt: Implications for Permian–Triassic Tectonic Evolution, *Minerals*, 2024, 14, 569, DOI : <https://doi.org/10.3390/min14060569>.
29. Tran Duc Luong, Nguyen Xuan Bao. Geological Map of Vietnam, scale 1:500.000, Hanoi, Vietnam General Department of Mining and Geology, 1989.
30. Tran Hai Thanh, Zaw Khin, Halpin Jacqueline A., Manaka Takayuki, Meffre Sebastien, Lai Chun-Kit, Lee Youjin, Le Hai Van, Dinh Sang. The Tam Ky-Phuoc Son Shear Zone in central Vietnam: Tectonic and metallogenic implications, *Gondwana Research*, 2014, 26, pp. 144–164.
31. Tran T. A., Tran T. H., Pham-Ngoc C., Shellnutt J. G., Pham T. T., Izokh E. A., Pham Thi Phuong L., Petrology of the Permian-Triassic granitoids in Northwest Viet-

- nam and their relation to the amalgamation of the Indochina and Sino-Vietnam composite terranes: Vietnam, *Journal of Earth Sciences*, 2022, 44(3), pp. 343–368, DOI : <https://doi.org/10.15625/2615-9783/17002>.
32. *Tran Trọng Hòa, Bùi Ân Niên, Trần Tuấn Anh, Phạm Ngọc Cẩn, Phạm Thị Dung, Izokh A.E., Shelepaev R. A., Svetliskaya T. V.* Phu Loc and Ha Tam monzogabbro pluton during history of the Indosinian orogeny in South Truong Son, *Bel. Geology*, 2020, No. 371–372, pp. 49–67.
 33. *Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Ngo Thi Phuong, Pham Thi Dung, Tran Viet Anh, Izokh A. E., Borisenko A. S., Lan C.Y., Chung S. L., Lo C. H.* Permo-Triassic intermediate–felsic magmatism of the Truong Son belt, eastern margin of Indochina, *C. R. Geoscience*, 2008, 340, pp. 112–126.
 34. *Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Pham Ngoc Can, Izokh A. E., Goryachev N. A., Usuki T., Pham Thi Dung, Pham Thi Phuong Lien, Bui An Nien.* Proceedings of the conference on Basic Research in the field of Earth and Environment Sciences, Natural Science & Technology Publishing House, 2019, pp. 37–41.
 35. *Tri Van Tran, Michel Faure, Vuong Van Nguyen, Hoang Huy Bui, Michael Bryld Wessel Fyhn, Tuan Quang Nguyen, Claude Lepvrier, Tonny B. Thomsen, Kenichiro Tani, Punya Charusiri.* Neoproterozoic to Early Triassic tectono-stratigraphic evolution of Indochina and adjacent areas: A review with new data, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2020 – 91 – 104231.
 36. *Tuan Anh Nguyen, Xiaoyong Yang, Tuan Anh Tran, My Dung Tran, Thi Hien Vu, Zhuang Zhao.* Mineralogy and geochronology of pegmatites in Kontum Massif, Central Vietnam, implications for evolution of rare-metal mineralization, *Lithos*, 2024, 107747, pp. 1–15.
 37. *Vuong Bui Thi Sinh, Yasuhito Osanai, Nobuhiko Nakano, Ippei Kitano, Tatsuro Adachi, Anh Tran Tuan, Binh Pham.* Petrology and zircon U Pb geochronology of pelitic gneisses and granitoids from the Dai Loc Complex in the Truong Son Belt, Vietnam: Implication for the Silurian magmatic-metamorphic event, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2022, 226, 105070.
 38. *Xuan Thanh Ngo, Nguyen Quoc Hung, Yoonsup Kim, Sanghoon Kwon, Vinh Hau Bui, Thanh Hai Tran, Yirang Jang, Vinod O. Samuel Vinod O. Samuel.* Cambrian–Ordovician Arc-Related Magmatism in the Central Southeast Asian Continents and Its Significance on Early Palaeozoic Tectonics of the Indochina Block, *Geological Journal*, 2025, 60, pp. 776–791, DOI : <https://doi.org/10.1002/gj.5102>

Статья поступила в редакцию 27.06.25; одобрена после рецензирования 15.07.25; принята к публикации 15.07.25.
The article was submitted 27.06.25; approved after reviewing 15.07.25; accepted for publication 15.07.25.

Изменение некоторых минералов кимберлитов под воздействием траппов

Аннотация. Комплексно исследован вещественный состав участков воздействия трапповых интрузий на кимберлитовые породы. Ранее проведённые исследования показали, что в таких случаях могут существенно изменяться первичные минералы кимберлитов (алмаз и его парагенетические минералы-спутники). Изменяются также породообразующие минералы (серпентины и карбонаты), вторичные образования и слоистые силикаты (флогопит и продукты его преобразования – хлорит и вермикулит). В начальной стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита происходит в основном уменьшение степени упорядоченности их структур. Затем по мере приближения к интрузии степень упорядоченности флогопита выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса хлоритизации минерала. Все описанные изменения связаны только с интрузиями дифференцированных траппов, а «сухие» породы оказывают слабое влияние на изменение кимберлитов.

Ключевые слова: трапповые интрузии, кимберлитовые породы, алмаз и его парагенетические минералы-спутники, слоистые силикаты.

ЗИНЧУК НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, nnzinchuk@rambler.ru

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный

Transformations of some kimberlite minerals under the influence of traps

N. N. ZINCHUK

West Yakutian Scientific Center (ZYaNC) of the Academy of Sciences of the Republic of Sakha (Yakutia), Mirny

Annotation. The mineralogical composition of zones where kimberlite rocks had been affected by trap intrusions were comprehensively studied. Previous studies demonstrated that primary kimberlite minerals (diamond and its paragenetic associated minerals) can be significantly transformed in such cases. The rock-forming minerals (serpentine and carbonates), secondary formations, and layered silicates (phlogopite and its alteration products, chlorite and vermiculite) are also transformed. At the initial stage of the metamorphism, the transformation of the phlogopite and chlorite are predominantly expressed in decreasing the degree of their structural ordering. Then, with approaching the intrusion, the phlogopite ordering degree is expressed lesser, increasing with only the beginning of its chloritization. All the above described transformations are related to only intrusions of differentiated traps, while “dry” rocks have a little effect on the kimberlites transformation.

Key words: trap intrusions, kimberlite rocks, diamond and its paragenetic associated minerals, layered silicates.

Введение. К настоящему времени накоплен, но недостаточно реализован большой запас научных достижений в области использования прогрессивных методик прогнозирования, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Внедрение комплексной системы изучения месторождений требует использования многофакторной геологической информации, определяющей условия локализации, форму, размеры, степень продуктивности рудных тел, запасы руд и др. [1–4, 6,

25]. Однако значительное повышение эффективности геологоразведочных работ на основе реализации этих методов возможно только при условии оптимизации наиболее трудоёмких процессов – сбора, накопления и анализа первичных геологических данных. Оперативная обработка геологических данных возможна при условии их систематизации с момента регистрации в полевых условиях и по мере поступления каменного материала для его лабораторного изучения. Перспективы

открытия новых коренных месторождений алмазов на территориях Сибирской (СП), Восточно-Европейской (ВЕП), Южно-Африканской (ЮАП) и других древних платформ мира в настоящее время исчерпываются ограниченными возможностями выявления алмазоносных трубок в уже известных кимберлитовых полях. Поэтому сейчас весьма актуальна задача обоснования и выделения перспективных районов в целях сосредоточения в них стадийных поисковых работ, направленных на обнаружение новых кимберлитовых полей, а в их пределах – алмазоносных тел. Существуют следующие основные методы прогнозирования и поиска алмазоносных кимберлитов: геолого-тектонический (геодинамический и структурно-тектонический), геофизический, геохимический, минералого-палеогеографический, а также региональное геолого-геофизическое изучение недр, непосредственно сопутствующее геолого-тектоническим методам исследований. В сложных геолого-поисковых условиях тектонические критерии могут иметь решающее значение при определении перспективности той или иной площади и стадийности проведения на ней дальнейших поисковых работ (рис. 1). При рассмотрении наличия или отсутствия структурно-тектонических предпосылок оценки перспективности любой изучаемой площади надо учитывать и особенности распространения на них магматизма. Ведь кроме развития на перспективных территориях кимберлитового магматизма (трубки, жилы и другие морфологические структуры) на этих площадях широко распространены трапповые образования, которые обычно картируются как на начальных этапах прогнозно-поисковых работ, так и при проведении более детальных исследований в выделенных конкретных алмазоносных районах (рис. 2). Кроме определения существенного влияния траппового магматизма на возможность применения конкретных геофизических методов (сейсмо-, грави- и магниторазведки), слабоизученными являются вопросы изменения минерального состава кимберлитов при влиянии на них трапповой магмы, что важно для совершенствования шлихоминералогического метода поисков (ШММП). В большинстве своём известные в настоящее время кимберлитовые поля обнаружены благодаря тому, что их крупные алмазоносные трубки, будучи ещё не перекрытыми, создали контрастные ореолы и первичные потоки рассеяния индикаторных кимберлитовых мине-

ралов (ИМК) в древних и четвертичных коллекторах. Минералогический метод поисков в таких условиях оказался достаточным для открытия кимберлитовых полей (в том числе и перекрытых), а в их пределах – трубок [10, 16, 23].

Объекты, методология исследований, результаты и их интерпретация. Кимберлитовые диатремы всех провинций мира характеризуются большим разнообразием по размеру, морфологии, глубине заложения очагов, внутреннему строению, особенностям состава заполняющих пород, содержанию и составу первичных (глубинных) минералов, составу основной массы кимберлитов, степени и характеру переработки последних постмагматическими растворами, концентрации, морфологии и физическим свойствам алмазов и другим признакам [20, 25, 27, 37, 38, 40, 47]. Часть перечисленных особенностей кимберлитов обусловлена проявлением эндогенных факторов, а часть – экзогенных. От глубины формирования магматических компонентов кимберлитов, состава пород верхней мантии зависят содержания инертных компонентов, ИМК, количества ксенолитов глубинных пород и некоторые другие параметры. Экзогенные факторы, включающие состав и механические свойства вмещающих пород, наличие и степень минерализации захороненных вод, определяют масштабы и направленность вторичных изменений кимберлитов, содержание и состав коровых ксенолитов, в определённой степени размеры и морфологию кимберлитовых тел [7–9, 14, 19, 26, 28, 34–36]. Каждое кимберлитовое тело представляет собой индивидуальный объект, практически не повторяющийся в природе [10, 17, 23, 24, 29, 30–33]. Тем не менее между ними существует много общего, что позволило создать модель этих тел (рис. 3). В модели алмазоносной трубки СП нашли отражение переход вертикального канала диатремы в подводящую дайку, особенности взаимоотношения кимберлитовых тел с древними (девонскими) и молодыми (перм-триасовыми) траппами, характер сопряжённости системы тел: главная трубка – сателлит – подводящая и дотрубочные дайки. Уничтоженная эрозией верхняя часть большинства трубок СП (мощностью около 300 м) реконструирована на модели за счёт сведений о слабоэродированных диатремах (рис. 4). На модели показано тело кимберлитов (раздув кимберлитовой дайки), вскрытое карьером в разрезе кембрийских пород около трубки Удачная. Пластовое тело (своеобразный

«силл») на обобщённой модели показано в связи с обнаружением такового в кембрийских отложениях, вмещающих трубку Интернациональная. В такой обобщённой модели не учитываются геолого-структурные особенности отдельных алмазоносных районов, которые нередко определяют

их приуроченность к зоне сочленения кратонной и депрессионно-деструктивной областей центральной части СП, а также распределения в них кимберлитовых диатрем. Наглядным примером таких особенностей является Среднемархинский алмазоносный район (СМАР), в котором

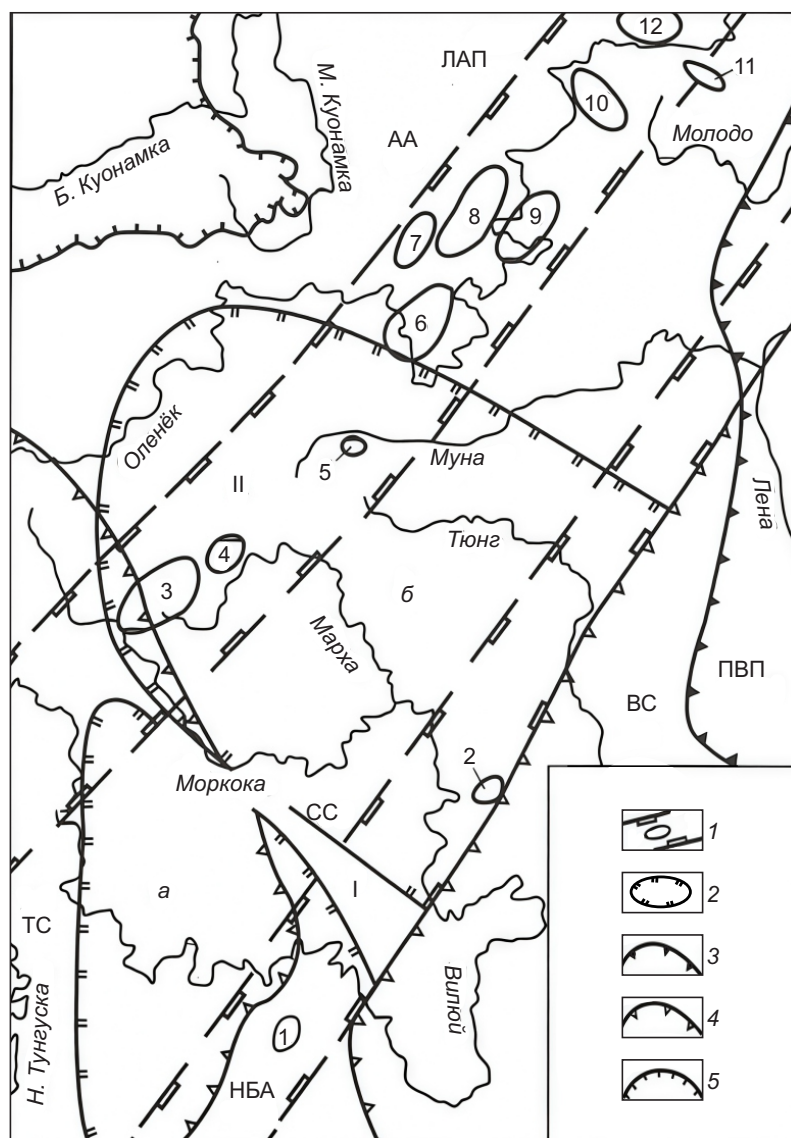


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Якутской кимберлитовой провинции. По Ф. Ф. Брахфогелю, с дополнениями автора:

1 – минерагенические зоны: I – Вилюйско-Мархинская, II – Далдыно-Оленёкская; 2 – архейские кратоны: а – Ботубинский, б – Тюнгский; 3–5 – границы: 3 – прогибов (ПВП – Предверхоанский, ЛАП – Лено-Анабарский), 4 – синеклиз (ВС – Вилюйская, ТС – Тунгусская), антеклиз (НБА – Непско-Ботубинская, АА – Анабарская) и Сюджерской седловины, 5 – выходов кристаллических пород фундамента на поверхность; кимберлитовые поля: 1 – Мирнинское, 2 – Накынское, 3 – Алаkit-Мархинское, 4 – Далдынское, 5 – Мунское, 6 – Чомурдахское, 7 – Западно-Укукитское, 8 – Восточно-Укукитское, 9 – Огонер-Юряхское, 10 – Мерчимденское, 11 – Толупское, 12 – Куойкское

открыты кимберлитовые трубки Ботуобинская и Нюрбинская (см. рис. 2). Основными структурами кратонной области, в пределах которой находятся обе трубки, являются: на севере – южная оконечность Анабаро-Оленёкской антеклизы, на северо-западе – Сюгджерская седловина и на юго-

востоке – северная часть Вилюйской синеклизы [28, 47]. Указанные кимберлитовые трубки прорывают алевритисто-глинисто-карбонатные верхнекембрийские и нижнеордовикские отложения и перекрываются чехлом терригенных нижне-среднеюрских образований (укугутская, тюнговская

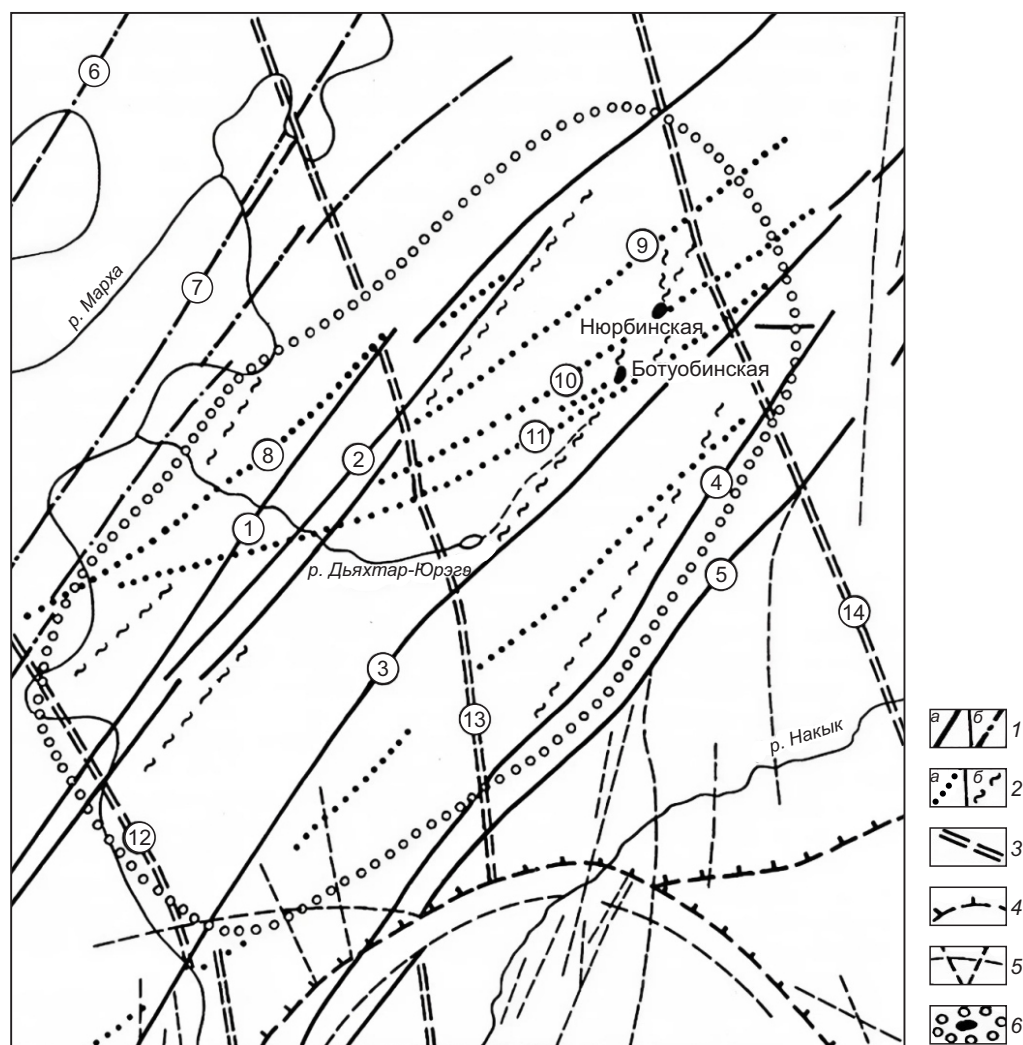


Рис. 2. Структурная схема Накынского кимберлитового поля:

1–2 – разломы Вилюйско-Мархинской тектонической зоны северо-восточного простирания, выполненные дайками траппов: 1 – первого порядка: а – осевой ветви зоны (1 – Лиендокитский, 2 – Бадаранский, 3 – южный, 4–5 – Усть-Накынский-I и -II), б – его боковых ветвей (6 – Моройдон-Тюнговский, 7 – Ханнинский), 2 – третьего порядка: а – кимберлитоконтролирующие (8 – Усть-Дяхтарский, 9 – Северный, 10 – Дяхтарский, 11 – Ботуобинский), б – предполагаемые рудовмещающие, скрытые, фрагментарно выраженные в геофизических полях; 3 – разломы Среднемархинской тектонической зоны северо-западного простирания (12 – Курунг-Юряхский, 13 – Кюргеляхский, 14 – Узен-Уолбинский); 4 – контуры субгоризонтальных интрузий траппов на разных уровнях в осадочном чехле; 5 – кольцевые и радиальные апофизы траппов (даечного типа); б – кимберлитовые трубки и предполагаемый контур кимберлитового поля

и сунтарская свиты) и дезинтегрированными продуктами кор выветривания (T_{2-3}) общей мощностью от 55–60 (трубка Нюрбинская) до 80 м (трубка Ботуобинская). Целостность кимберлитовой трубки Нюрбинская нарушается мощной интрузией траппов (рис. 5), представляющей собой секущее тело мощностью более 250 м, сложен-

ное мелко-, среднезернистыми долеритами тёмно-серого до чёрного цвета.

Очень важными являются вопросы взаимоотношения кимберлитового и траппового магматизма, нередко наблюдаемые на перспективных территориях (рис. 6). Так, открытие кимберлитовой трубки Молодость в Далдыно-Алакитском алмазо-

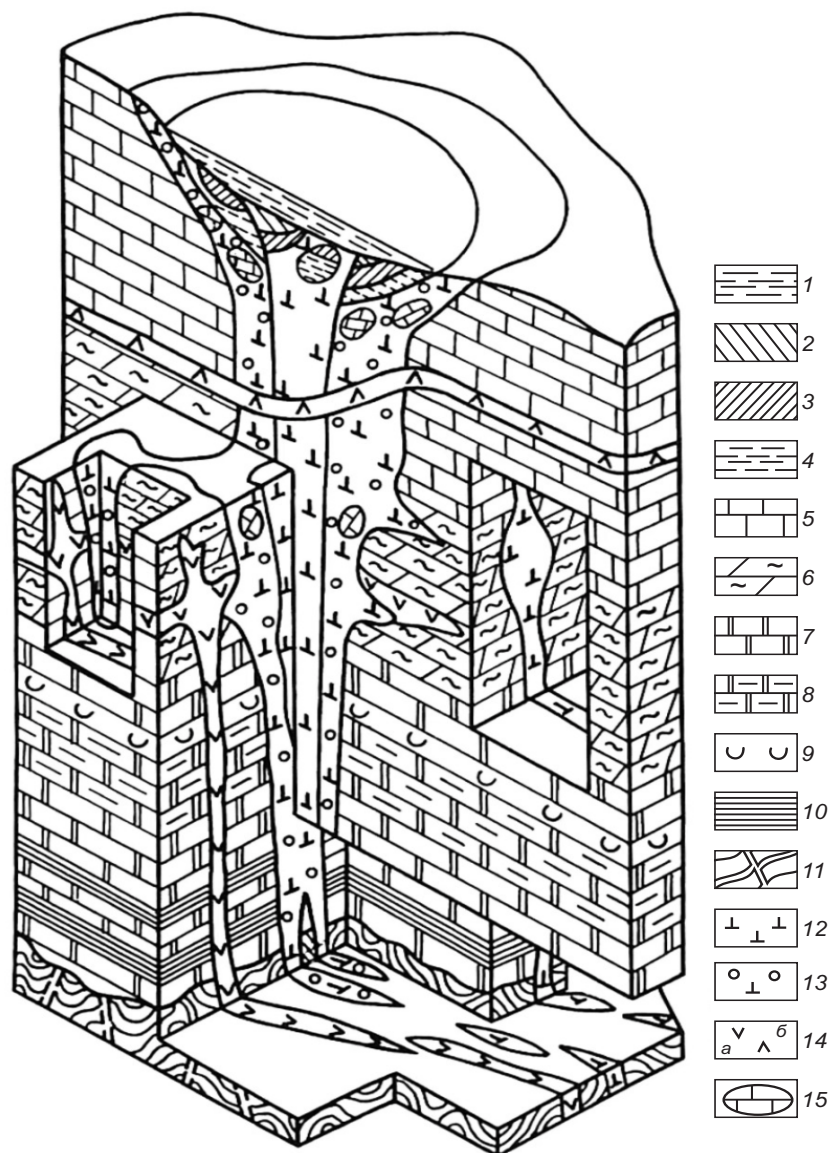


Рис. 3. Модель алмазоносной кимберлитовой трубки Сибирской платформы [47]:

1 – перекрывающие отложения пермо-каменноугольного возраста; 2–4 – осадочно-вулканогенные образования кратерной фации: 2 – мергеле-, 3 – песчанисто-, 4 – гравелитоподобные; 5 – известняки; 6 – мергели; 7 – доломиты; 8 – доломит-ангидритовые породы; 9 – соли; 10 – аргиллиты; 11 – кристаллические породы фундамента; 12 – массивные кимберлиты; 13 – эруптивные кимберлитовые брекчии; 14 – траппы девонского (а) и раннетриасового (б) возраста; 15 – ксенолиты вмещающих трубки пород

носном районе (ДААР) с помощью шлихоминералогического метода поисков оказалось возможным благодаря выгодным условиям локализации кимберлитовой трубки Молодость, обусловленным её приуроченностью к краевым частям траппового пласта [47]. При этом около 15 % площади поверхности трубки в настоящее время оказались высвобождёнными из-под захороняющих её отложений и обнажёнными на уровне современного среза карбонатных пород нижнего палеозоя (S_1). Преобладающая часть поверхности трубки Молодость (85 %) перекрыта породами трапповой формации мощностью от 5 до 38 м. Особенность локализации этой диатремы – отсутствие в составе перекрывающего комплекса осадочно-терригенных фаций каменноугольно-перм-

ского возраста, эродированных, по-видимому, к моменту начала внедрения пород траппов. До интрузивного этапа траппового магматизма поверхность трубки Молодость перекрывалась покровом вулканогенно-кластических пород, что подтверждено данными колонкового бурения. В пределах восточной и юго-восточной части рудного тела поверхность его в настоящее время перекрыта отложениями алаkitской свиты (P_2-T_1al), представленными туфами и туфобрекчиями основного состава, реже туфоалевролитами. Мощность их изменяется от первых метров до 25 м. Цвет пород от пепельно-серого до серо-зелёного, иногда коричневатого-бурого до тёмно-серого. По размерам обломков (1–2 см) туфы лапиллевые, в меньшей степени соответствуют псефитовой

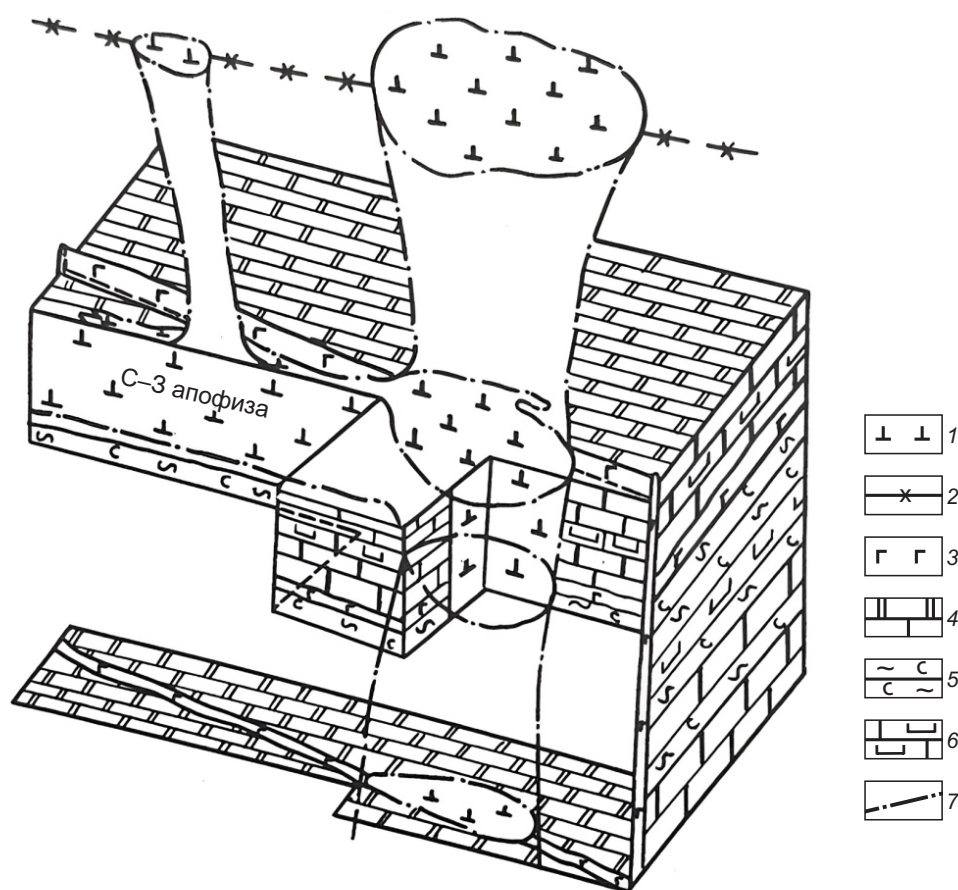
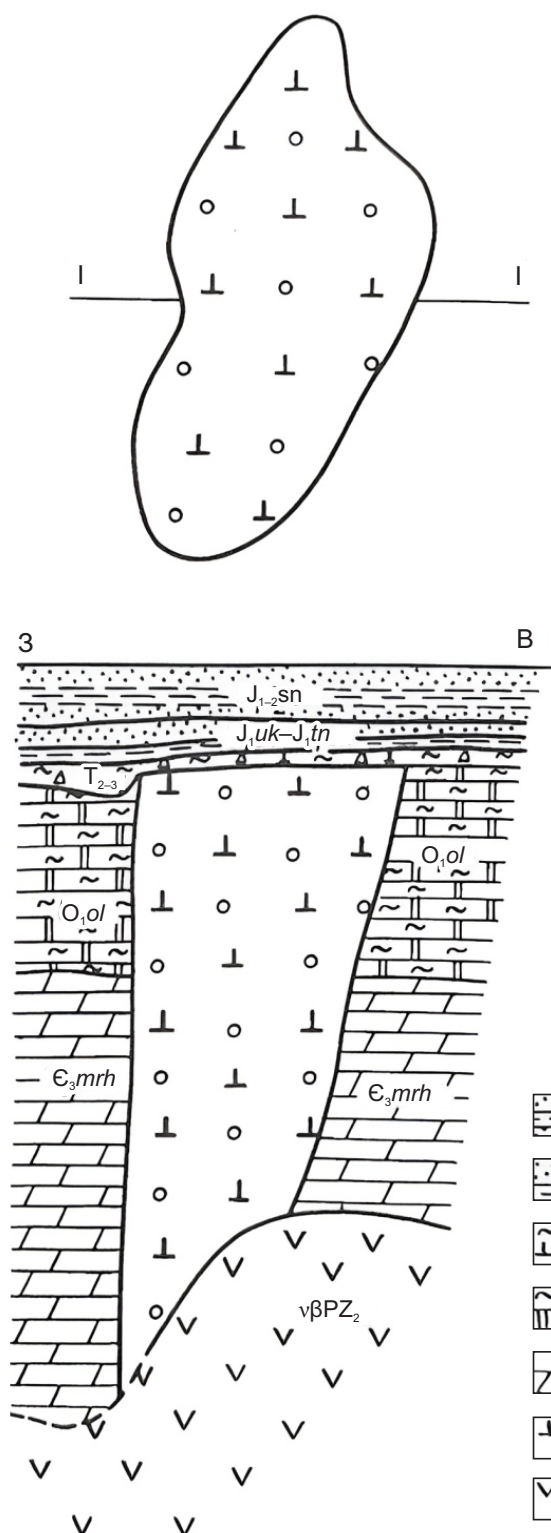


Рис. 4. Пространственная модель куста кимберлитовых трубок Мир и Спутник, силлопоподобного и даечных кимберлитовых тел МКП [47]:

1 – кимберлитовые породы трубок и силлопоподобного тела; 2 – кимберлитовые дайки; 3 – силлы и дайки траппов; 4–6 – отложения нижнего палеозоя: 4 – терригенно-карбонатные, 5 – глинисто-соленосные, 6 – гипсоносные; 7 – контуры кимберлитовых тел

размерности (2–20 мм). Содержание обломочного материала составляет 10–20 %; в его составе преобладают известняки, доломиты, реже долериты угловатой и овальной формы. Туфогенный материал представлен пузырьчатыми обломками стекла.



Текстура пород массивная, иногда комковатая. Контакт с подстилающими их кимберлитами чёткий, резкий, а в зоне контакта породы интенсивно ожелезнены. Интрузии траппов, внедрившиеся в поздней перми–раннем триасе, несколько осложнили характер и условия залегания перекрывающих трубку туфогенных образований. При внедрении траппы рассекли их на отдельные части. В пределах южной и западной частей трубки Молодость траппы залегают непосредственно на кимберлитовых породах, внедряясь вдоль их границы с вышележащими туфами, которые оказались приподнятыми над трубкой на мощность самого силла. Особые изменения первичных минералов кимберлитов трубки на контактах с траппами не обнаружены.

Влияние физико-механических свойств пород трапповой формации на характер геолого-геофизических полей и эффективность поисков погребённых кимберлитовых тел с различной степенью детальности рассматривали многие исследователи [11–13, 15, 16, 18, 22 и др.]. Особое внимание при этом уделялось отрицательному влиянию на поиски алмазных месторождений пород трапповой формации. Однако по мере наращивания объёмов фактического материала (в связи с увеличением количества буровых скважин и геологическим изучением) стали выявляться факты динамического и физико-химического воздействия траппов на вмещающие породы [39, 41, 42], существенно влияющие на условия проведения поисков алмазных месторождений. Так, на ряде участков ДААР были установлены значительные деформации и перемещения трапповыми

Рис. 5. Схематический план и разрез кимберлитовой трубки Нюрбинская НКП [47]:

1–3 – перекрывающие породы мезозоя: 1 – аргиллиты, алевролиты, песчаники сунтарской свиты, 2 – песчаники, алевролиты тюнгской и укугутской свит (нерасчленённые), 3 – карбонатные глины со щебнем доломитов, кимберлитов, интенсивно выветрелые, алевролиты средне-верхнетриасовые; 4–5 – вмещающие породы: 4 – доломиты с прослоями плоскогалечных конгломератов, известняков и алевролитов олдондинской свиты, 5 – известняки, мергели, доломиты с прослоями песчаников и аргиллитов мархинской свиты; 6 – автолитовые кимберлитовые брекчии; 7 – долериты

интрузиями как самих кимберлитов [30–32, 43–46], так и вмещающих их нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, а также перекрывающих терригенных отложений позднего палеозоя [30–32, 39–41], вмещающих шлиховые ореолы

кимберлитовых минералов [20, 28, 48–50]. Поэтому важной и актуальной является постановка следующих важнейших вопросов: в какой мере и как влияли огромные массы магмы основного состава на кимберлитовые минералы шлиховых ореолов,

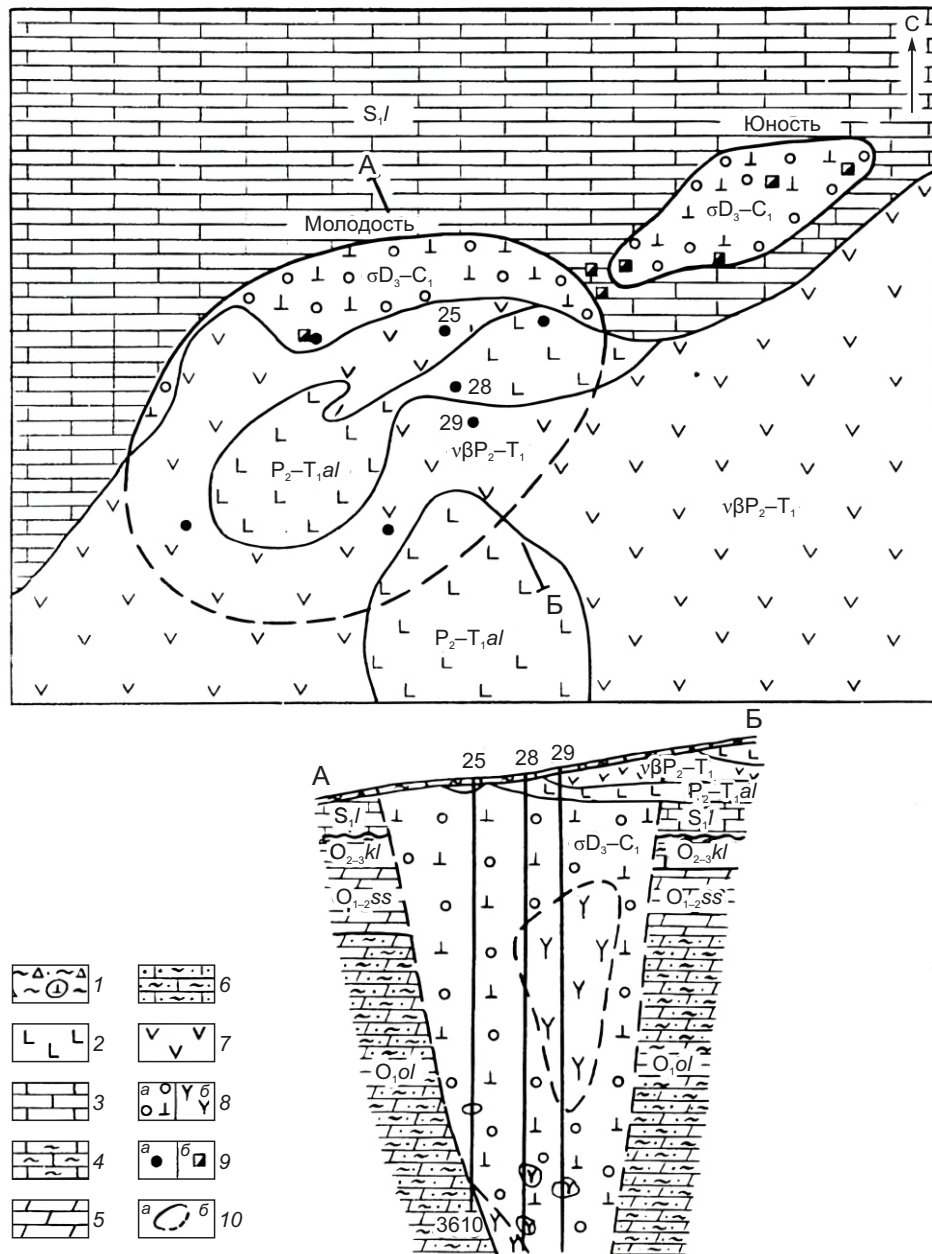


Рис. 6. План расположения трубок Молодость и Юность и геологический разрез через трубку Молодость:

1 – элювиально-делювиальный слой; 2 – туфы основного состава; 3 – известняки; 4 – мергели; 5 – доломиты; 6 – глинистые доломиты и песчаные известняки; 7 – долериты; 8 – кимберлитовые породы: а – автолитовые брекчии и б – порфиоровые кимберлиты; 9 – горные выработки: а – скважины, б – шурфы; 10 – контуры трубок: а – на дневной поверхности, б – под перекрывающими породами

когда базиты интродировали или перекрывали верхнепалеозойские отложения, и как в целом влияют породы трапповой формации на условия ведения поисков кимберлитов ШММП. Несмотря на опубликованные сведения по этому направлению [16, 23, 25], данный вопрос разработан недостаточно. Это обусловлено тем, что на сегодняшний день наиболее детально изучены те шлиховые ореолы основных алмазоносных районов Сибирской платформы [13, 15, 18, 22], на минералах которых не удаётся выявить специфические признаки изменений, связанных с траппами. У некоторых исследователей сложилось убеждение, что трапповая магма не оказывает на минералы кимберлитов практически никакого влияния и, с точки зрения минералогических методов поисков, его можно игнорировать. Однако расширение поисковых работ на левобережье нижнего течения р. Улахан-Ботуобия и в бассейне верхнего тече-

ния р. Алаakit позволило обнаружить существенные изменения кимберлитовых минералов шлиховых ореолов, которые определённо связываются с интрузиями пород трапповой формации. Хорошей моделью для исследования данных изменений послужила трубка Краснопресненская, открытая в верховьях р. Алаakit [30–32, 37–41], интродированная пологосекущим пластовым телом траппов средней мощностью до 90 м, от которого отходит серия оперяющих апофиз мощностью от десятков сантиметров до 20 м (рисунки 7 и 8). За пределами трубки тело траппов сечёт нижнепалеозойские терригенно-карбонатные и верхнепалеозойские терригенные отложения.

При микроскопическом изучении разреза интрузива установлена его вертикальная зональность [31, 32]. Сверху вниз выделяются три зоны с постепенными переходами между ними (рис. 9). Кровля интрузива сложена мелкозернистыми гра-

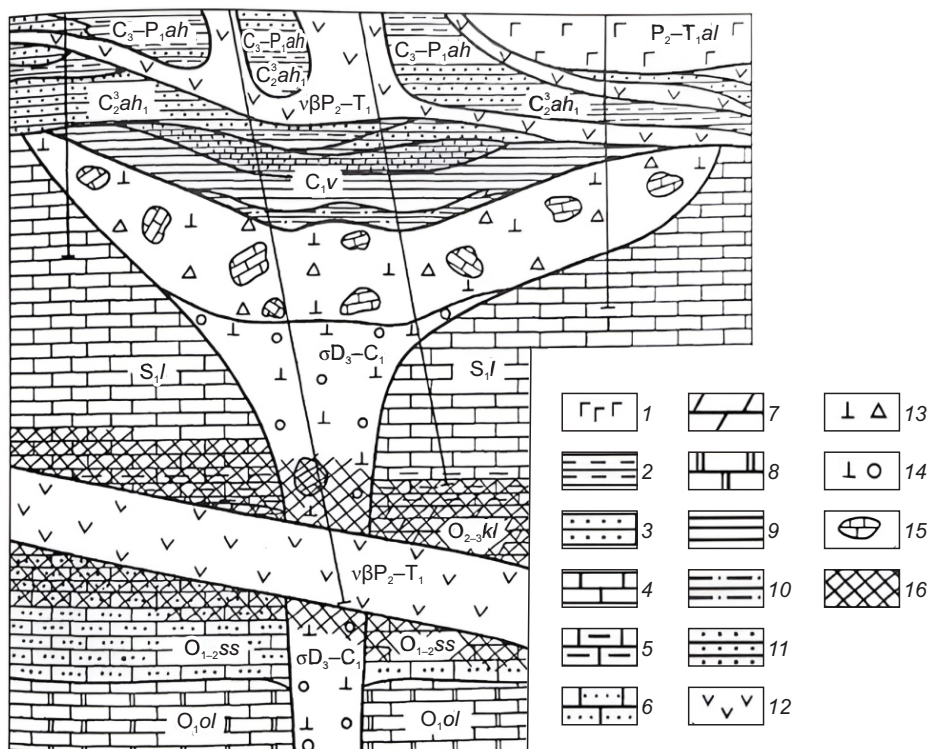


Рис. 7. Поперечный геологический разрез кимберлитовой трубки Краснопресненская [47]:

1 – тuffs основного состава; 2 – алевриты; 3 – мелко- и среднезернистые песчаники; 4 – известняки; 5 – глинистые известняки; 6 – песчаные известняки; 7 – мергели; 8 – доломиты; 9–11 – карбонатно-терригенные отложения кратерного озера: 9 – аргиллиты, 10 – алевриты, 11 – песчаники; 12 – долериты и габбро-долериты траппов; 13 – кимберлитоподобные породы осадочно-вулканогенного происхождения; 14 – автолитовая кимберлитовая брекчия; 15 – ксенолиты вмещающих трубки пород; 16 – зоны метасоматически изменённых пород

нулит-офитовыми долеритами (1,5–2,0 м), переходящими в мелко-среднезернистые пойкилоофитовые габбро-долериты (до 10 м). Средняя часть интрузива, в пределах которой развиты средне-крупнозернистые породы, состоит из двух горизонтов: 1) пойкило-, габбро-офитовые долериты со шлирами кварцевых пород повышенной щёлочности (20 м); 2) таксито-офитовые оливиновые и кварцсодержащие оливиновые габбро-долериты (2,5 м). В нижней части интрузива выделяются мелко-среднезернистые пойкило- и такситоофитовые оливиновые габбро-долериты (30 м), переходящие в мелкозернистые гранулит-офитовые долериты подошвы (2 м). Верхняя и нижняя часть интрузива содержат (в %): плагиоклаза – 30–45, клинопироксена – 25–50, оливина – 5–15, титано-

магнетита – 5–10 при заметном обогащении им нижней части. Минеральный состав центральной части разреза более многообразен. Породы состоят на 30–55 % из плагиоклаза, на 20–35 % из клинопироксена и на 5–15 % из титаномagnetита. Содержание оливина меняется от 0–2 % в верхнем горизонте до 10–15 % в нижнем. Характерно обогащение отдельных участков биотитом и зелёным амфиболом – до 5–7 %, кварцем (включая микропегматитовые срастания с полевым шпатом) – до 5–8 %. Встречаются отдельные зёрна калиевого полевого шпата, а также игольчатые кристаллы апатита – до 3 % и сфена – до 3 %.

Характер изменения минерального состава по вертикали говорит об общей тенденции увеличения кислотности, щёлочности и железистости пород

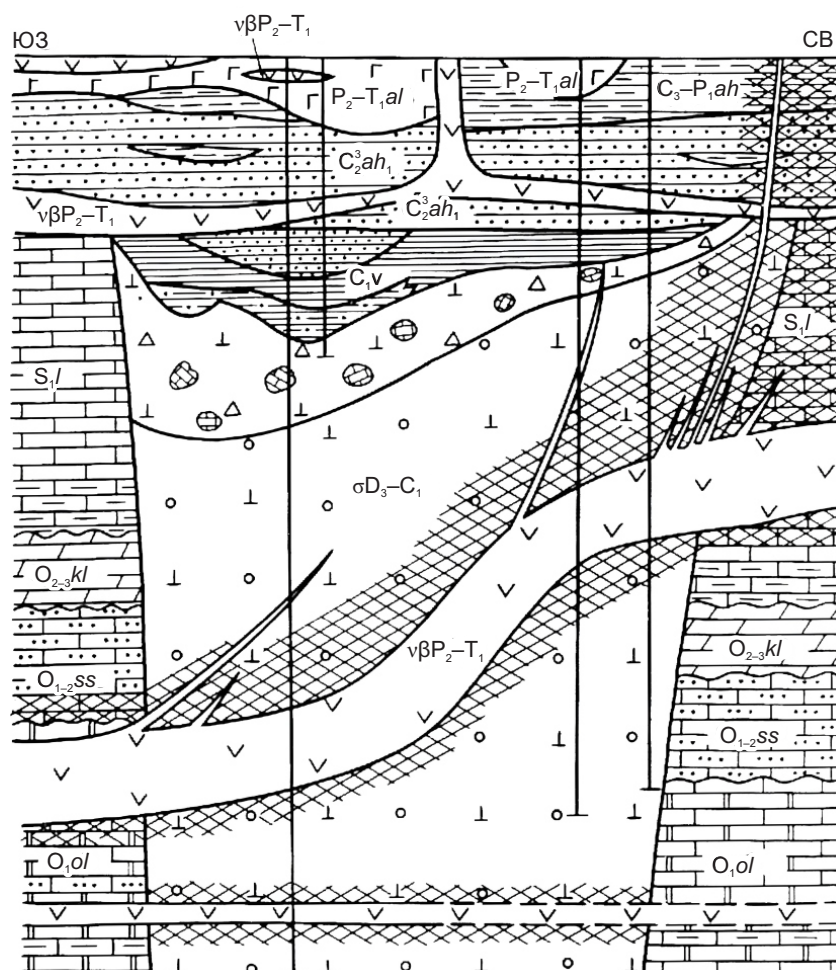
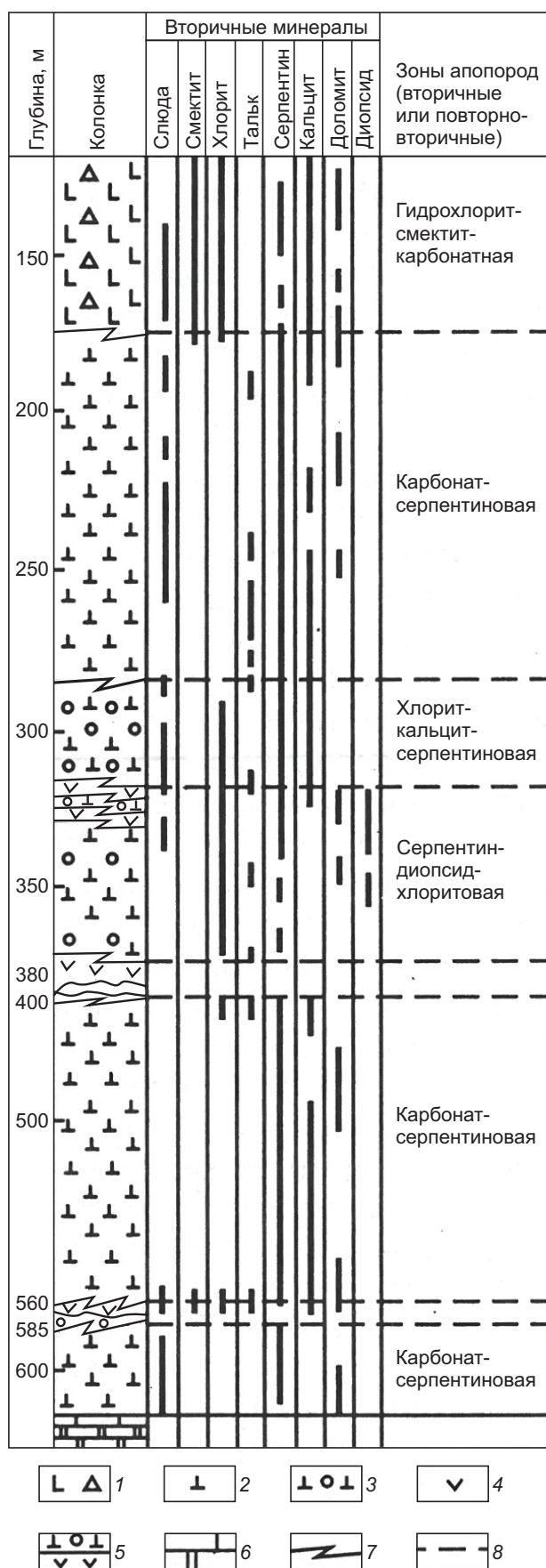


Рис. 8. Продольный геологический разрез кимберлитовой трубки Краснопресненская [47]:

см. условн. обозн. к рис. 7



по направлению от краевых частей интрузива к центру, что является следствием процесса кристаллизационной дифференциации. Обогащение оливином нижних частей интрузива можно, вероятно, объяснить гравитационной дифференциацией. По особенностям строения, минералого-петрографическим свойствам описываемый интрузив обнаруживает наибольшее сходство с Аламджахской и Эрбейэксской дифференцированными трапповыми интрузиями, описанными раньше [7, 9, 35–37]. Для экзоконтактовых зон подобных интрузивов характерны метасоматические изменения вмещающих пород.

Кимберлитовые породы трубки сложены в основном [8, 13, 15] серпентином и карбонатами с хорошо сохранившимися структурно-текстурными особенностями автолитовой кимберлитовой брекчии (см. рис. 9). Серпентин представлен лизардитом и хризотилом, а карбонаты (значительная часть которых является составной частью ксенолитов известняков и мергелей) – кальцитом и (или) доломитом. Из реликтовых силикатов исходного кимберлита присутствует свежий или в различной степени изменённый флогопит. На контакте с долеритами выполняющие кимберлитовую трубку породы претерпели изменения, более мощные висячем боку силла, где от него отходит ряд мелких апофиз; в лежащем боку преобразования сравнительно небольшие [24, 30–32]. Наличие зоны закалки и мелкозернистость самого долерита у контакта с вмещающими породами свидетельствуют о незначительных изменениях их в магматическую стадию становления силла [11]. На ход изменения выполняющих до внедрения основной магмы пород трубки оказывали такие факторы, как степень их неоднородности и место расположения по отношению к контакту

Рис. 9. Схема распределения вторичных минералов по типам пород, слагающих трубку Краснопресненская (по скв. К-68):

1 – кимберлитовая туфобрекчия; 2 – автолитовая кимберлитовая брекчия; 3 – метаморфически изменённая кимберлитовая брекчия; 4 – долериты (P₂-T₁); 5 – переслаивание долеритов и изменённых кимберлитов; 6 – переслаивание доломитов и известняков; 7–8 – условные границы между отдельными типами кимберлитов – исходных пород (7) и отдельными зонами апопород (8)

с вмещающими терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя. Поэтому возникшая под влиянием внедрившейся магмы зональность не является стабильной для больших участков [13].

Поскольку «видимая» мощность установленной приконтактной зоны (около 100 м) совпадает с истинной (или близка к таковой), то можно заключить, что столь значительные изменения серпентин-карбонатной породы могут быть вызваны сильным её пропариванием. Летучие компоненты для подобного рода пропаривания частично поступали из самой магмы или пополнялись из вмещающих пород в процессе их подогрева магматическим расплавом. Этому способствовала трещиноватость пород, о чём свидетельствует наличие висячем боку силла мелких жил долерита, которые всю переработанную стометровую часть кимберлитовой трубки разделяют примерно пополам. Надсилловая часть тела описываемой кимберлитовой трубки сложена породами, возникшими в разное время и в различных условиях преобразования кимберлитовой брекчии, в связи с чем все они являются апопородами [18, 29, 36]. Верхняя часть кимберлитового тела представлена серпентин-карбонатной породой с сохранившимися структурно-текстурными особенностями исходной породы, по которым, согласно общепринятой классификации [10, 23, 26], можно выделить две зоны: кимберлитовой туфобрекчии (КТБ) и автолитовой кимберлитовой брекчии (АКБ).

Характерная особенность первой зоны – постоянное присутствие во всех исследованных образцах триоктаэдрического Са-сметита, гидрохлорида и кальцита, который является главным породообразующим минералом. В некоторых отобранных по разрезу пробах отмечается повышенное содержание слюды и доломита. Структура исходной породы реликтовая брекчиевая, а новая структура – гетеробластовая с субизотропной основной тканью. Вторая зона сложена в основном серпентином с переменным содержанием (иногда значительным) доломита. Почти постоянно присутствуют слюды, иногда встречается тальк. Структура породы также реликтовая брекчиевая и новая гетеробластовая (в ксенолитах гомеобластовая), в выделениях серпентина – ленточная, секториальная, а в нижней части зоны переходит в петельчатую или сетчатую.

Нижняя надсилловая часть тела кимберлитовой трубки изменена сильнее под влиянием внедрившейся в неё основной магмы, что привело

к постепенному исчезновению реликтовых структурно-текстурных особенностей АКБ. В непосредственной близости к контакту с долеритами в породе практически полностью исчезают структурно-текстурные признаки, которые могли бы напомнить [13, 30–32] кимберлитовую брекчию (исходную породу). Нижнюю надсилловую часть тела трубки по минеральному составу также можно разделить на две зоны: хлорит-кальцит-серпентиновую и серпентин-диопсид-хлоритовую. В породах *первой зоны* наряду с обычными для серпентинизированных кимберлитовых брекчий минералами (серпентин и кальцит) появляется и хлорит (см. рис. 9). В средних частях зоны отмечено начало перекристаллизации серпентина. На общем фоне слабоизотропных волнистогазнущих агрегатов наблюдаются индивиды антигорита, количество и размер которых с глубиной несколько увеличиваются и только на отдельных участках встречаются лучистые микроагрегаты (структура метельчато-лучистая). Это и есть начало интенсивного повторного метаморфизма исходной кимберлитовой брекчии, обусловленного воздействием теплоты внедрившейся основной магмы. Во второй, *нижней*, зоне карбонаты (в первую очередь кальцит) в изученных образцах отсутствуют или находятся в очень малом количестве. Порода в основном сложена хлоритом, кроме которого в переменном объёме присутствуют антигорит, а также специфический для этой подзоны минерал диопсид. В некоторых пробах установлено также присутствие талька и везувиана. В отдельных участках подзоны отмечена полная перекристаллизация породы с образованием антигорита, хлорита и магнетита. Структура породы лепидобластовая или сноповидная. Ниже по разрезу обнаружены волластонит и эпидот, встречаются также тальк, везувиан и кальцит. На отдельных участках наблюдается повышенное содержание в породе магнетита. Здесь структура породы кристаллогранолепидобластовая.

Проведёнными исследованиями прослежено изменение минерального состава пород по направлению к силлу. Одни минералы (магнетит и тальк) встречаются по всему изученному разрезу. Они являются сквозными и не могут отражать те условия, которые связаны непосредственно с внедрением основной магмы. Другие (хлорит, диопсид, волластонит и везувиан) располагаются на определённом расстоянии от силла и характеризуют изменение физико-химической среды,

в которой происходило их образование. По мере приближения к контакту с долеритами заметное увеличение содержания диопсида не наблюдается. Апокимберлитовые породы трубки, которые расположены между силлом и его нижней апофизой, во многом аналогичны таковым из надсилловой части. Они представлены вторичными образованиями по АКБ и, также как и в надсилловой части, являются неоднородными уже по своей природе. Что касается изменений, вызванных внедрением основной магмы, то они в лежащем боку силла выражены слабо. Так, на расстоянии 2–4 м ниже силла долеритов в апокимберлитовой брекчии наблюдается только повышение степени карбонатизации. Порода сложена угловатыми обломками серпофита, псевдоморфозами по оливину, сцементированными серпентин-карбонатным цементом; встречаются также эллипсовидные зёрна пиропса. Мелкие пустоты выстланы карбонатом. Отмечаются чешуйки хлоритизированной слюды и зёрна ильменита.

Вниз по описываемому разрезу заметные изменения, вызванные внедрением основной магмы, отмечаются только на глубине примерно 559 м, уже в непосредственной близости от апофизы долеритового силла. Контакт между свежей породой апофизы (представляющей собой инъекцию мощностью 2–3 м, сложенную сверху долеритом и габбро-долеритом) и полностью изменённой породой настолько резкий, что нередко наблюдается даже в пределах одного шлифа, а «закалка» составляет всего 1–2 мм. Магматическая порода тёмно-серого цвета выглядит совершенно свежей, плотной, крепкой вплоть до сложенногоgrossуляром участка «закалки». У самого контакта порода заметно биотитизирована. При рассмотрении полностью изменённой породы, примыкающей к участкам «закалки», нередко не представляется возможным определить, за счёт чего она образовалась, поскольку реликты структуры ни долерита, ни апокимберлита не сохраняются. Такие породы, по данным рентгено-дифрактометрических исследований [13, 33], сложены в основном хлоритом и тальком. Но поскольку в ней встречается малинового цвета гранат, который можно отнести к реликтовым минералам, то контактирующая с долеритом порода является, по-видимому, экзо-контактной и представляет собой апокимберлит [29, 36]. По минеральному составу, геологическим особенностям и происхождению приконтактные образования имеют много общего с родин-

гитами, которые сложены хлоритом и диопсидом, чем напоминают хлорит-диопсидовые родингиты, описанные [11] для офиолитов.

Под воздействием интрузии долеритов как во вмещающих карбонатных породах нижнего палеозоя, так и в кимберлитах (σD_3-C_1) образовалась зона метаморфически изменённых пород, мощность которой висячем (по отношению к силлу) блоке соизмерима с аналогичными показателями собственно долеритового силла [31–33]. Во вмещающих кимберлитах мергелях кылахской свиты ($O_{2-3}kl$) вскрыты (скв. 45) наследующие первичный облик прослои и линзы скарнов андрадит-гроссулярового состава, а в известняках сохоло-охской свиты ($O_{1-2}ss$) – существенно хлоритовые метасоматиты. Последним свойственно рыхлое сложение и обилие мелких пустот, в которых развиты идиоморфные псевдогексагональные кристаллы хлорита, покрытые огранёнными зёрнами марказита, пирита и кальцита. Окраска хлоритов зелёная, размер кристаллов 5–8 мм. Под бинокуляром у чешуек хлорита наблюдается отчётливо выраженное зональное строение. Центральная часть кристаллов имеет наиболее тёмную окраску и содержит вкрапленность пирита, средняя часть прозрачная и светлоокрашенная, а периферическая цветами более низкого порядка. По данным электронографического исследования [13, 24], хлориты из скарнов характеризуются в целом относительно высокой степенью совершенства (см. таблицу). В ряде случаев проявляется трёхмерная упорядоченность в наложении слоёв, последовательность которых отвечает политипной модификации 17C. Наиболее чётко эта модификация фиксируется во внешней части индивидов хлорита зонального строения, например, с глубины 326 м в скв. К-45. Параметры элементарной ячейки политипа таковы: $a = 0,532$ нм; $b = 0,922$ нм; $c = 1,46$ нм; $\beta = 96^\circ$; ф.гр. Cl; последовательность слоёв – $s_2 s_2 t_1$. В промежуточной части кристаллов структура хлорита, теряя пространственную упорядоченность (что проявляется в отсутствии или диффузном характере рефлексов с $k \neq 3n$ на П эллипсе электронограмм от текстур), сохраняет высокое совершенство строения отдельных слоёв (рефлексы 13/ и 20/ с $k = 3n$ на П эллипсе электронограмм весьма чёткие), которые статистически смещены относительно друг друга на $\pm b/3$. На контакте с силлом хлорит теряет трёхмерную упорядоченность и характеризуется полубеспорядочной структурой, состоящей из пакетов

Таблица. Результаты электронографического изучения слоистых силикатов из кимберлитов и кимберлитовмещающих пород трубки Краснопресненская

№ п/п	Скважина	Глубина отбора проб, м	Минерал, политипная модификация (степень совершенства структуры, параметр b, нм)
Хлоритовые метасоматиты			
1	К-45	318	Хл 1ТС (ун; 0,924)
2		326 а	Хл 1ТС (у; 0,922), Дсс (0,902)
3		326 б	Хл σ (пб; 0,923)
4		326 в	Хл σ (пб; 0,923)
5		326 в	Хл 1ТС (у; 0,922), Дсс (0,902)
6		328	Хл σ (пб; 0,923)
Апокимберлитовые метасоматиты			
7	К-67	315,8	Хл σ (пб; 0,924)
8	К-68	349	Хл σ (пб; 0,924)
9		357	Хл σ (пб; 0,925), Срп А
10		368	Хл σ (пб; 0,926), Срп А
11		371	Хл σ (бб; 0,924)
Связующая масса туфобрекчии (12) и вкрапленники автолитовой кимберлитовой брекчии (13–19)			
12	К-45	155	Фл 1М + 2М ₁ , (ун; 0,926), Хл (σ; 0,926)
13	К-66	267	Фл (пб; 0,927)
14	К-67	324	Фл (бб; 0,927)
15		326,5	Фл 1М + 2М ₁ , (ун; 0,927)
16		337	Фл 1М > 2М ₁ , (у; 0,929)
17		342	Хл (бб; 0,929), Фл 1М (ун; 0,927)
18		344	Фл 1М + 2М ₁ , (ун; 0,927)
19		350,5	Фл (пб; 0,927), Хл (0,927)

Примечание. 1–5 – существенно хлоритовый метасоматит по известнякам сохолоохской свиты (O_{1-2ss}); 6 – то же, непосредственно вблизи контакта с долеритовым силлом; 7–11 – апокимберлитовый метасоматит светло-зеленовато-серой (7), зеленовато-серой (8), голубовато-светло-серой (9), голубовато-серой (10), зеленовато-серой окраски вблизи контакта с долеритовым силлом (11); 12 – кимберлитовая туфобрекчия серой окраски среднеобломочной структуры и брекчиевидной текстуры; 13 – автолитовая кимберлитовая брекчия голубовато-зеленовато-серой окраски мелко- и среднеобломочной текстуры; 14–17 – метасоматически изменённая автолитовая кимберлитовая брекчия голубовато-серой окраски; 18–19 – автолитовая кимберлитовая брекчия серой окраски. Минералы: Хл – триоктаэдрический хлорит, Срп – серпентин, Фл – флогопит, Дсс – диоктаэдрический слоистый силикат. Политипные модификации: 1M – однослойной слюды, 2M₁ – двухслойной слюды, 1TC и σ – хлорита, А – серпентина. Степень совершенства структуры: у – упорядоченная, ун – упорядоченная с некоторыми нарушениями, пб – полубеспорядочная, бб – беспорядочная, бб – полностью беспорядочная; минералы приводятся в порядке убывания.

А в символах Б. Б. Звягина [21] или Pb в символах С. Бейли [11]. Отсюда следует, что повышение температуры вблизи силла приводит к возникновению хлоритов с более низкой упорядоченностью структуры (см. таблицу).

В апокимберлитовых метасоматитах трубки Краснопресненская развиты [24] скарновая (волластонит-диопсид-гроссуляр-андрадитовая) и более поздняя (наложенная) пропилитовая (кальцит-

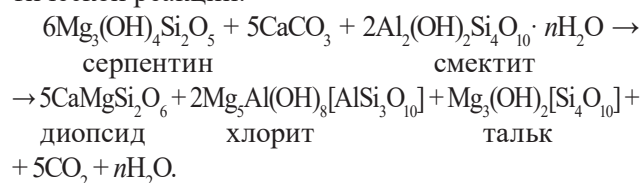
серпентин-хлоритовая) минеральные ассоциации. Хлориты из этих метасоматитов характеризуются отсутствием трёхмерной структурной упорядоченности и представлены полубеспорядочными разновидностями из пакетов А с достаточно совершенным строением отдельных слоёв, что отражается в чёткости рефлексов П эллипса электронограмм. В некоторых случаях в ассоциации с хлоритом отмечается примесь серпентина

структурного типа *A*. В наибольшем количестве этот минерал установлен на глубине 357 м, то есть на некотором удалении от силла. Соответственно наблюдающаяся в интервале 349–368 м (скв. К-68) структурная однородность хлоритов непосредственно на контакте с силлом (глубина 371 м) исчезает. Судя по диффузному характеру П эллипса [12], степень совершенства структуры хлорита в этом случае снижается до полностью беспорядочной.

В связующей массе кимберлитовой туфобрекчии и автолитовой брекчии вне указанной метасоматической зоны, а также в цементе слабо метасоматически изменённой АКБ и в виде порфировых вкрапленников встречаются пластинчатые индивиды флогопита, в различной степени затронутого процессами хлоритизации. Флогопит из туфобрекчии верхних горизонтов трубки (скв. К-45, гл. 155 м) существенно разупорядочен, но всё же на 1 эллипсе его электронограммы наблюдаются [13] слабые отражения, соответствующие смеси модификаций $1M + 2M_1$. У флогопитов из АКБ на глубинах 267 м (скв. К-66) и 324 м (скв. К-67) степень упорядоченности резко ухудшается, вплоть до полного исчезновения отражений на 1 эллипсе электронограмм. Однако затем с увеличением глубин залегания кимберлитов упорядоченность структуры минерала начинает закономерно улучшаться. Максимального совершенства флогопит достигает на глубине 337 м (скв. К-67), причём ему свойственна в этом случае политипная модификация $1M$ с очень слабой примесью $2M_1$. На глубине 342 м из этого же разреза упорядоченность флогопита постепенно ухудшается (за счёт его хлоритизации), и структура характеризуется наличием некоторых нарушений в наложении слоёв (см. таблицу). Однако на глубине 344 м (скв. К-67) ещё отчётливо фиксируются обе модификации флогопита. Ниже по разрезу по мере приближения к контакту с вмещающими породами (гл. 350,5 м) в структуре минерала исчезает трёхмерная упорядоченность. Здесь фиксируется уже полубеспорядочный флогопит со статистическим разворотом слоёв на $\pm 120^\circ$ в его структуре, характеризующийся размытыми рефлексами на 1 эллипсе.

Согласно полученным данным, указанные выше особенности слоистых силикатов определяются, с одной стороны, условиями их образования, а с другой, наложенным на них воздействием внедрившегося в исходные породы долеритового

силла. Образование хлоритов, в том числе редко проявившегося упорядоченного политипа $1TC$ [8], протекало при относительно невысоких температурах. Образование упорядоченного политипа $1TC$ из кристаллохимически наиболее выгодных слоёв типа *A* могло произойти лишь в стабильных условиях роста. Судя по значению параметра b (0,922–0,926 нм), хлорит относится к Fe-Mg-разновидности. Во время кристаллизации хлорита в метасоматитах за счёт изменения вмещающих пород градиент падения температуры был, по-видимому, довольно большим, что препятствовало полному упорядочению структуры хлорита, хотя условия для образования минерала с относительно совершенным строением, очевидно, имели место. На это, в частности, указывают структурные особенности хлорита из отдельных интервалов описываемого разреза (гл. 318 м и др.), который дал электронограммы от текстур с размытыми, но отчётливо проявляющимися рефлексами 1 эллипса. Однако этот хлорит всё-таки менее совершенен, чем из внешней части рассмотренного выше хлоритового индивида с глубины 326 м того же разреза, в связи с чем свойственный ему политип $1TC$ можно рассматривать как частично разупорядоченный. По мере роста зональных кристаллов хлорита создавались всё более благоприятные (с относительно спокойным режимом) условия для образования во внешней части хлоритовых индивидов политипа $1TC$ с наиболее совершенной структурой. Возникновение хлорита возможно при наличии в физико-химической системе определённого содержания глинозёма. Обогащение отдельных участков исходной кимберлитовой породы глинозёмом возможно за счёт выноса из неё других компонентов, в первую очередь, летучих, как это следует [8, 13] из схематической реакции:



В отличие от хлоритов флогопиты, согласно выявленному в породах двум модификациям ($1M$ и $2M_1$), представляют собой полигенные образования. Политип $1M$ связан с наиболее ранними процессами постмагматического изменения серпентина из кимберлитов, тогда как наблюдающаяся в скарнах смесь политипов $1M + 2M_1$ соответствует стадии наложенного низкотемпературного

гидротермального процесса последующих преобразований флогопита $1M$ под воздействием долевого силла. При этом появление в сочетании с $1M$ поли типа $2M_1$ у флогопита может быть также связано с метасоматической перекристаллизацией серпентина из первичного кимберлита в стабильных условиях и при невысокой (< 700 °C) температуре. Следует отметить, что ассоциация поли типов флогопита $1M + 2M_1$ отмечена [12] и для других регионов развития кимберлитового магматизма (Индия, Лесото и др.). Для флогопитов, как и для хлоритов, наблюдается та же тенденция ухудшения степени совершенства структуры по мере приближения содержащих их пород к силлу. Так, с глубины 350 м (скв. К-67) в приконтактной зоне изменения кимберлитовой брекчии начинается интенсивная хлоритизация флогопита с образованием слабо упорядоченных хлоритов (см. таблицу). Для реализации этого процесса необходима предварительная разупорядоченность структуры слюдистого минерала.

Наличие талька в породах изученного объекта установлено рентгенометрически. Незначительное количество кальциевых минералов в близконтактных участках надсилловой части трубки свидетельствует о выносе оттуда извести, что отражается в низком её содержании (в среднем до 4 %) по сравнению с исходной породой кимберлитового тела (в среднем до 10 %), а также по сравнению со свежим долеритом (до 11 %). Причиной тому является последующее селективное выщелачивание из приконтактной зоны карбоната кальция с образованием пустот по всему объёму породы.

В кимберлитах на контактах с долеритовыми интрузивами отмечаются также существенные изменения глубинных минералов, в том числе и алмазов [29, 30, 32, 33]. Пикроильменит в результате инконгруэнтного растворения интенсивно замещается анатазом. Кристаллы, друзы, корочки новообразованного анатаза обычно не имеют плотного контакта с материнским зерном и могут кристаллизоваться даже на некотором расстоянии от него во вмещающей породе. При этом пикроильменит замещается не только с поверхности, но и по порам в объёме зёрна, если туда проникает раствор; пористость повышается за счёт самопроизвольного коррозионного растрескивания [2–4]. По фронту реакции на замещённом зерне образуется рельеф растворения, морфология которого определяется кристаллографической ориентировкой соответствующего участка поверхности. Кроме

того, благоприятные условия для растворения существуют на различных дефектах кристаллической решётки пикроильменита, в результате чего в процессе растворения вскрываются одиночные дислокации, различные их скопления и другие нарушения реальной структуры минерала. Кристаллы новообразованного анатаза имеют типичную для него морфологию. Габитусной формой является обычно тетрагональная дипирамида; нередко с ней сочетаются призма и пинакоид. Габитус кристаллов дипирамидальный, однако в некоторых случаях благодаря сильному развитию пинакоида становится таблитчатым. У таблитчатых кристаллов анатаза к единичной дипирамиде добавляются формы более высоких индексов, а призма угнетается. Степень замещения пикроильменита анатазом сильно колеблется – от развития тонкой корочки новообразованных продуктов на поверхности зёрен до почти полного их замещения. Пикроильменит в зоне метасоматоза изменяется сильнее, чем пироп. Степень замещения обоих минералов к контакту траппов с кимберлитом нарастает, вплоть до полного их уничтожения.

Пироп в описываемых условиях замещается хлоритом, под которым на поверхности зерна формируется пирамидально-черепитчатый рельеф [1–4]. Цвет хлорита зависит от состава граната: на хромистых фиолетовых гранатах хлорит зеленоватый, на оранжевых и красных – желтоватый или золотистый. Элементы рельефа растворения более крупные на оранжевых и красных гранатах, у них же по сравнению с фиолетовыми более высокая степень замещения, то есть устойчивость граната в данных условиях изменяется примерно так же, как и в гипергенных [2, 13–15]. Наиболее устойчивые в данных условиях хромшпинелиды, однако и они растворяются с образованием контрастного мелкокавернозного рельефа по всей поверхности зерна; кроме того, развивается микротрещиноватость, поражающая наружную часть (зону) зерна.

Существенно различаются соотношения ультраосновного и основного магматизма на других древних платформах мира, где иной состав пород, вмещающих диатремы. Наиболее перспективным для поисков алмазоносных диатрем в пределах ВЕП является Зимнебережный район кимберлитового и родственного ему магматизма [31–33], в пределах которого выделены пять полей: Золотикское (трубки Ломоносовская, Пионерская, Карпинского-1 и 2, Архангельская, Снегурочка, Поморская, Кольцовская, Первомайская и др.);

Верхотинское (Волчья, Верхотинская, Осетинская, Майская и др.); Кепинское (Октябрьская и др.); Мельское (известен один силл); Полтозерское (многочисленные трубки базальтоидов). В расположении различных магматитов Зимнебережного района отмечается определённая закономерность [29, 30, 32, 33]: с запада на восток снижается алмазность кимберлитов. В районе алмазоносных диатрем не отмечено существенное изменение ИМК (рисунки 10 и 11). Возраст кимберлитового

и родственного ему вулканизма связан с фазой раннегерцинской тектонической активизации, проявившейся в девоне–карбоне.

Таким образом, первичные кимберлитовые минералы (пироп, пикроильменит и хромшпинелиды) неустойчивы в зоне метасоматоза, связанного с интрузиями траппов, и испытывают глубокие физико-химические изменения. В подобных условиях неустойчив также и алмаз, подвергающийся каталитическому окислению. Поэтому в зоне метасоматоза

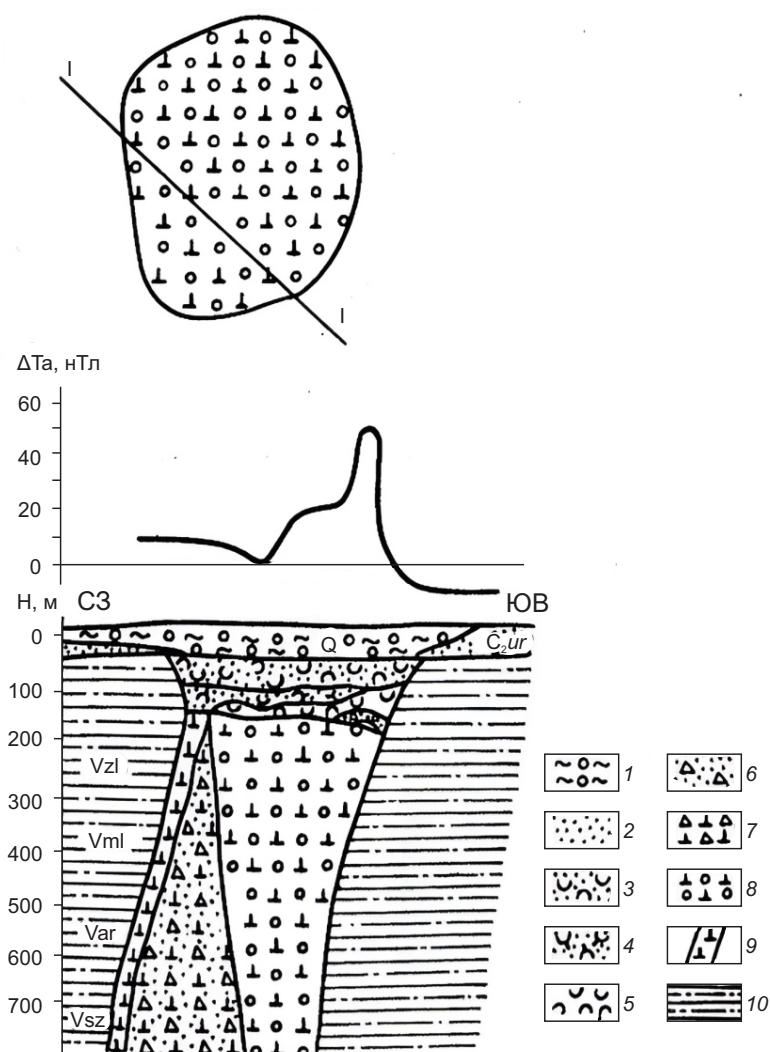


Рис. 10. Схематический план и геологический разрез кимберлитовой трубки Карпинская-1 [38, 47]:

1 – современные отложения; 2 – песчаники урзургской свиты среднего карбона; 3–6 – породы кратерной фации: 3 – песчаники с примесью кимберлитового материала, 4 – туффиты, 5 – туфопесчаники, 6 – брекчии осадочных пород; 7–9 – кимберлитовые породы: 7 – ксенотуфобрекчия, 8 – автолитовая брекчия, 9 – дайки туффизитов; 10 – глинисто-песчаные породы венда

можно ожидать появление на алмазах своеобразных каверн каталитического окисления и общее снижение содержания полезного компонента. Под воздействием трапповой интрузии на кимберлиты и вмещающие их породы в начальные стадии метаморфизма при изменении флогопита и хлорита

происходит в основном уменьшение степени упорядоченности их структур. Однако в отличие от хлорита, тенденция уменьшения степени упорядоченности флогопита по мере приближения содержащих его пород к трапповой интрузии выражена слабее и усиливается лишь с началом процесса

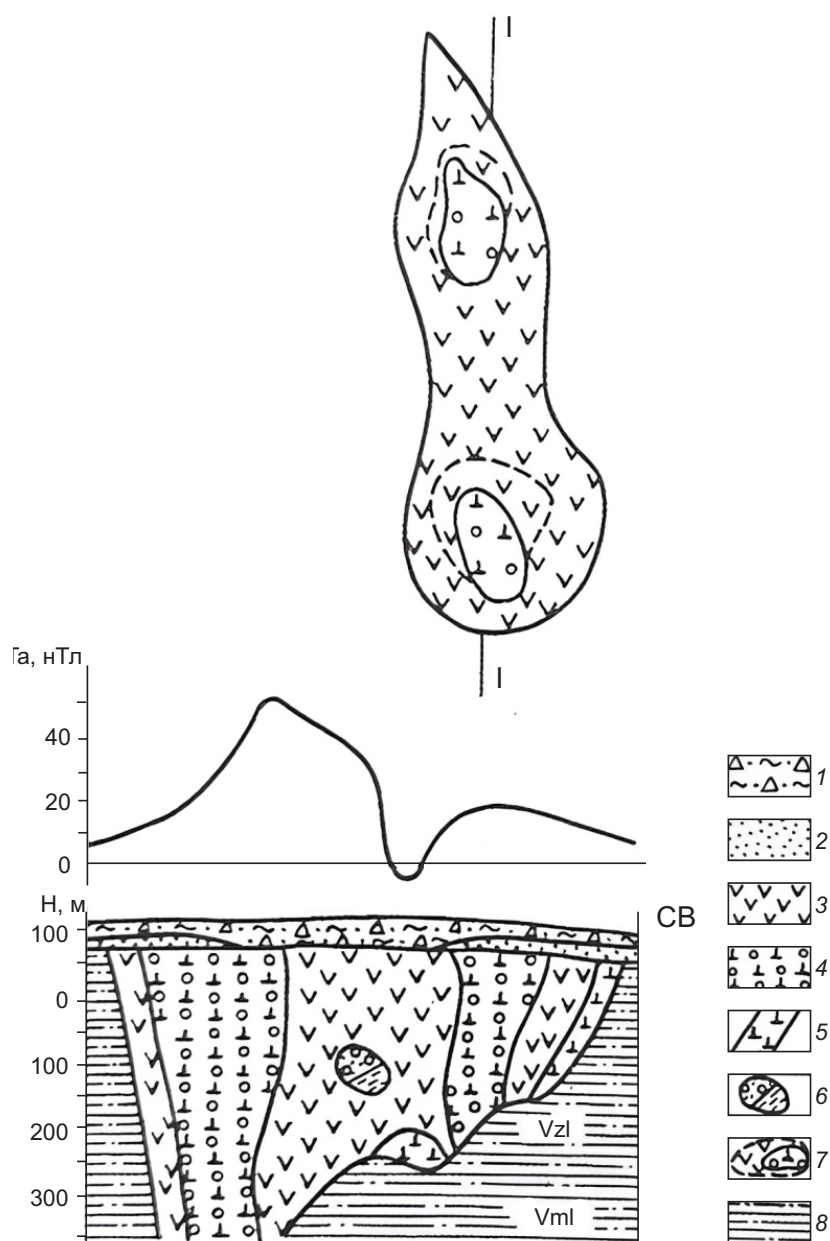


Рис. 11. Схематический план и геологический разрез кимберлитовой трубки Карпинская-2 [47]:

1 – современные отложения; 2 – песчаники урзургской свиты среднего карбона; 3–5 – кимберлитовые породы: 3 – ксенотуфобрекчия, 4 – автолитовая брекчия, 5 – дайки туффизитов; 6 – ксенолит осадочных пород; 7 – границы зон туфобрекчий вокруг штокообразных тел автолитовых брекчий (на плане); 8 – глинисто-песчаные породы венда

хлоритизации минерала. Необходимо подчеркнуть, что все описанные изменения связаны с интрузиями дифференцированных траппов; «сухие» траппы не оказывают практически никакого воздействия на кимберлитовые минералы или эти изменения очень незначительны. Под влиянием внедрившейся в кимберлитовое тело основной магмы произошла метаморфизация карбонат-серпентиновой породы, в результате чего возникли приконтактные новообразования, более мощные висячем боку силла и сравнительно маломощные

в лежащем. Метаморфизация наиболее удалённых от силла участков проявилась в перекристаллизации слагающих тело трубки минералов, которая по направлению к силлу сменяется хлоритизацией, доминирующей по всей прилегающей к долериту части трубки. Особенности вещественного состава изменённых кимберлитовых и трапповых пород следует учитывать при планировании и проведении прогнозно-поисковых работ и в первую очередь на перспективных территориях, где одновременно распространены эти магматические образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П., Елисеев А. П., Надолинный В. А., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Рылов Г. М., Томилenco А. А., Горяйнов С. В., Юрьева О. П., Сонин В. М., Чепуров А. И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю. Л. Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2000. – № 5. – С. 79–97.
2. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 90–96.
3. Афанасьев В. П., Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Соколов В. Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минералогия зоны гипергенеза. – М. : ИГЕМ АН СССР. – 1980. – С. 45–54.
4. Афанасьев В. П., Похилenko Н. П., Логвинова А. М., Зинчук Н. Н., Ефимова Э. С., Сафьянников В. И., Красавчиков В. О., Подгорных М. М., Пругов В. П. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 12. – С. 1729–1741.
5. Бардухинов Л. Д., Зинчук Н. Н. Алмазы из древних осадочных толщ и их поставщики (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Руды и металлы. – 2022. – № 2. – С. 65–86.
6. Бардухинов Л. Д., Седых Е. М., Евстратов А. А. [и др.] Первые результаты изучения крупных алмазов из промышленных месторождений Якутии // Геология рудных месторождений. – 2024. – Вып. 66, № 4. – С. 363–384.
7. Зинчук Н. Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2021. – № 4. – С. 35–52.
8. Зинчук Н. Н. Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопромышленными работами // Отечественная геология. – 2024. – № 3. – С. 43–72.
9. Зинчук Н. Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2021. – № 3. – С. 50–61.
10. Зинчук Н. Н. Карбонизация кимберлитов при постмагматических процессах // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2017. – № 4. – С. 63–71.
11. Зинчук Н. Н. Кора выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. – 2022. – № 2. – С. 100–120.
12. Зинчук Н. Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2022. – № 4. – С. 38–52.
13. Зинчук Н. Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопромышленных работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. – 2023. – № 1 (29). – С. 5–28.
14. Зинчук Н. Н. О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. – 2023. – № 2 (60). – С. 43–56.
15. Зинчук Н. Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. – 2023. – № 1. – С. 42–55.
16. Зинчук Н. Н. Основные черты гипергенного изменения пород различного состава // Вестник Пермского университета. Геология. – 2014. – № 3 (24). – С. 19–29.
17. Зинчук Н. Н. Особенности алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов // Отечественная геология. – 2017. – № 1. – С. 105–111.
18. Зинчук Н. Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдяных кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. – 2023. – Т. 22, № 1. – С. 32–50.
19. Зинчук Н. Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2023. – № 2. – С. 28–43.

20. Зинчук Н. Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. – 2018. – № 2. – С. 29–39.
21. Зинчук Н. Н. Особенности серпентинизации кимберлитовых пород // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2017. – № 3. – С. 66–74.
22. Зинчук Н. Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. – 2022. – № 4. – С. 34–49.
23. Зинчук Н. Н. Особенности состава и распределения слюдястых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
24. Зинчук Н. Н. Особенности состава основной массы кимберлитов // Отечественная геология. – 2025. – № 1. – С. 79–103.
25. Зинчук Н. Н. Петрографическая характеристика основных типов пород перспективных на алмазы верхнепалеозойских осадочных толщ Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 16. – Пермь : ПГНУ, 2013. – С. 88–108.
26. Зинчук Н. Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 36–47.
27. Зинчук Н. Н. Сульфаты в кимберлитовых породах // Отечественная геология. – 2023. – № 2. – С. 56–72.
28. Зинчук Н. Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. – 2021. – № 2. – С. 41–56.
29. Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1998. – № 2. – С. 66–71.
30. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов // Руды и металлы. – 2022. – № 1. – С. 77–93.
31. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. Алмазы из полупромышленных кимберлитов // Вестник Воронежского ун-та. Геология. – 2022. – № 2. – С. 32–45.
32. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. О специфике докембрийских источников алмазов в россыпях // Вестник Пермского университета. Геология. – 2022. – Т. 21, № 2. – С. 149–166.
33. Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д. О специфике изучения алмаза при прогнозно-поисковых работах (на примере Сибирской платформы) // Руды и металлы. – 2021. – № 3. – С. 59–75.
34. Зинчук Н. Н., Борис Е. И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1981. – № 8. – С. 22–29.
35. Кедрова Т. В., Богуш И. Н., Зинчук Н. Н., Бардухинов Л. Д., Липашова А. Н., Афанасьев В. П. Россыпи алмазов Накынского кимберлитового поля // Геология и геофизика. – 2022. – Т. 63, № 3. – С. 291–302.
36. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Горшков А. И. Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – № 1. – С. 87–96.
37. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Соколов В. Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. – 1982. – № 2. – С. 42–53.
38. Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений : специальность 04.00.20 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учёного степеней. канд. геол.-минерал. наук / Коптиль Василий Иванович. – Новосибирск : ИГМ СО РАН, 1994. – 25 с.
39. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. – 2003. – № 2. – С. 57–68.
40. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. – 2001. – № 12. – С. 45–51.
41. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. – 2001. – Т. 76, № 1. – С. 45–53.
42. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н., Кузьмин В. А. Морфогенетические разновидности каолинита в корях выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корях выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 2006. – № 5. – С. 19–25.
43. Лапин А. В., Толстов А. В., Антонов А. В. Изотопный состав Sr- и Nd-кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Доклады РАН. – 2007. – Т. 414, № 1. – С. 78–82.
44. Мацюк С. С., Зинчук Н. Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М. : Недра, 2001. – 428 с.
45. Савко А. Д., Зинчук Н. Н., Шевырёв Л. Т. [и др.] Алмазоносность Воронежской антеклизы // Труды НИИГ Воронежского ун-та. – 2003. – Т. 17. – 121 с.

46. Серокуров Ю. Н., Калмыков В. Д., Зуев В. М. Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. – М. : Недра, 2001. – 198 с.
47. Харькив А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. – М. : Недра, 1998. – 555 с.
48. Afanasev V. P., Zinchuk N. N., Griffin V. L. [et al.] Diamond prospects in the Southwestern plunkt of the Tungusk Sineklise // *Geology of ore Deposits*. – 2005. – V. 47, № 1. – P. 45–62.
49. Rosen O. M., Serenko V. P., Spetsius Z. V. [et al.] Yakutian kimberlite province: Position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust // *Geology and Geofizika*. – 2002. – V. 43, № 1. – P. 3–26.
50. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform // *Petrology*. – 2001. – V. 9, № 6. – P. 576–588.

REFERENCES

1. Afanasyev V. P., Eliseev A. P., Nadolinny V. A., Zinchuk N. N., Koptil V. I., Rylov G. M., Tomilenko A. A., Goryainov S. V., Yuryeva O. P., Sonin V. M., Chepurov A. I. Mineralogiya i nekotoryye voprosy genezisaalmazov V i VII raznovidnostey (po klassifikatsii Yu. L. Orlova) [Mineralogy and some questions of the genesis of diamonds of types V and VII (according to the classification of Yu. L. Orlov)], *Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Geologiya*, 2000, No. 5, pp. 79–97. (In Russ.)
2. Afanasyev V. P., Zinchuk N. N. Minerageniya drevnikh rossypeyalmazov vostochnogo borta Tungusskoy sineklizy [Minerageny of ancient diamond placers of the eastern edge of the Tunguska syneclise], *Geology and geophysics*, 1987, No. 1, pp. 90–96.
3. Afanasyev V. P., Zinchuk N. N., Kharkiv A. D., Sokolov V. N. Zakonomernosti izmeneniya mantiynykh mineralov v kore vyvetrivaniya kimberlitovykh porod [Regularities of changes in mantle minerals in the weathering crust of kimberlite rocks], *Minerageniya zony gipergeneza*, Moscow, IGM AN SSSR publ., 1980, pp. 45–54. (In Russ.)
4. Afanasyev V. P., Pokhilenko N. P., Logvinova A. M., Zinchuk N. N., Efimova E. S., Safyannikov V. I., Kravtchikov V. O., Podgornyykh M. M., Prugov V. P. Features of the morphology and composition of some chrome spinels from diamond-bearing areas in connection with the problem of “false” kimberlite indicators [Features of the morphology and composition of some chrome spinels from diamond-bearing areas in connection with the problem of “false” kimberlite indicators], *Geologiya i geofizika*, 2000, V. 41, No. 12, pp. 1729–1741. (In Russ.)
5. Bardukhinov L. D., Zinchuk N. N. Almazy iz drevnikh osadochnykh tolshch i ikh postavshchiki (na primere Yakutskoy kimberlitovoy provintsii) [Diamonds from ancient sedimentary strata and their suppliers (using the example of the Yakut kimberlite province)], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2022, No. 2, pp. 65–86. (In Russ.)
6. Bardukhinov L. D., Sedykh Ye. M., Yevstratov A. A. [et al.] Pervyye rezultaty izucheniya krupnykhalmazov iz promyshlennykh mestorozhdeniy Yakutii [First results of the study of large diamonds from industrial deposits of Yakutia], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 2024, Is. 66, No. 4, pp. 363–384. (In Russ.)
7. Zinchuk N. N. Geologicheskiye issledovaniya pri poiskakhalmaznykh mestorozhdeniy [Geological research in the search for diamond deposits], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2021, No. 4, pp. 35–52. (In Russ.)
8. Zinchuk N. N. Geologo-tektonicheskoye stroyeniye i osobennosti razvitiya Sibirskoy platformy v svyazi salmazoposkovymi rabotami [Geological and tectonic structure and features of the development of the Siberian platform in connection with diamond prospecting operations], *Otechestvennaya geologiya*, 2024, No. 3, pp. 43–72. (In Russ.)
9. Zinchuk N. N. Dokembriyskiye istochnikialmazov v rosspyakh fanerozoia [Precambrian sources of diamonds in Phanerozoic placers], *Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya*, 2021, No. 3, pp. 50–61. (In Russ.)
10. Zinchuk N. N. Karbonatizatsiya kimberlitov pri postmagmaticheskikh protsessakh [Carbonatization of kimberlites during postmagmatic processes], *Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya*, 2017, No. 4, pp. 63–71. (In Russ.)
11. Zinchuk N. N. Kory vyvetrivaniya i ikh rol v formirovani postkimberlitovykh osadochnykh tolshch [Weathering crusts and their role in the formation of postkimberlite sedimentary strata], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2022, No. 2, pp. 100–120. (In Russ.)
12. Zinchuk N. N. Kremnistyye mineraly v kimberlitakh [Siliceous minerals in kimberlites], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2022, No. 4, pp. 38–52. (In Russ.)
13. Zinchuk N. N. Litologo-stratigraficheskiye issledovaniya prialmazoposkovykh rabotakh [Lithological and stratigraphic studies during diamond prospecting], *Vestnik SVFU. Nauki o Zemle*, 2023, No. 1 (29), pp. 5–28. (In Russ.)
14. Zinchuk N. N. O geologo-poiskovykh tipakh kimberlitovykh trubok [On geological exploration types

- of kimberlite pipes], *Izvestiya Komi NTS UrO RAN. Nauki o Zemle*, 2023, No. 2 (60), pp. 43–56. (In Russ.)
15. *Zinchuk N. N.* O geokhimicheskikh osobennostyakh raznovozrastnykh obrazovaniy almazoperspektivnykh territoriy [On the geochemical features of formations of different ages in diamond-promising territories], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 1, pp. 42–55. (In Russ.)
 16. *Zinchuk N. N.* Osnovnyye cherty gipergennogo izmeneniya porod razlichnogo sostava porod razlichnogo soctava [Main features of hypergene alteration of rocks of different composition], *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 2014, No. 3 (24), pp. 19–29. (In Russ.)
 17. *Zinchuk N. N.* Osobennosti almazonosnosti raznykh faz vnedreniya kimberlitov [Features of diamond-bearing capacity of different phases of kimberlite intrusion], *Otechestvennaya geologiya*, 2017, No. 1, pp. 105–111. (In Russ.)
 18. *Zinchuk N. N.* Osobennosti gidrotermalnogo i gipergennogo izmeneniya slyudistykh kimberlitov [Features of hydrothermal and supergene alteration of mica kimberlites], *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 2023, V. 22, No. 1, pp. 32–50. (In Russ.)
 19. *Zinchuk N. N.* Osobennosti kaltsita iz kimberlitovykh porod [Features of calcite from kimberlite rocks], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2023, No. 2, pp. 28–43. (In Russ.)
 20. *Zinchuk N. N.* Osobennosti mineralov slyud v kimberlitakh [Features of mica minerals in kimberlites], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2018, No. 2, pp. 29–39. (In Russ.)
 21. *Zinchuk N. N.* Osobennosti serpentinizatsii kimberlitovykh porod [Features of serpentization of kimberlite rocks], *Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya*, 2017, No. 3, pp. 66–74. (In Russ.)
 22. *Zinchuk N. N.* Osobennosti petrograficheskogo izucheniya kimberlitovykh porod [Features of petrographic study of kimberlite rocks], *Otechestvennaya geologiya*, *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 4, pp. 34–49. (In Russ.)
 23. *Zinchuk N. N.* Osobennosti sostava i raspredeleniya slyudistykh obrazovaniy v kimberlitovykh porodakh Yakutii [Features of the composition and distribution of mica formations in kimberlite rocks of Yakutia], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1991, No. 7, pp. 58–66. (In Russ.)
 24. *Zinchuk N. N.* Osobennosti sostava osnovnoy massy kimberlitov [Features of the composition of the main mass of kimberlites], *Otechestvennaya geologiya*, 2025, No. 1, pp. 79–103. (In Russ.)
 25. *Zinchuk N. N.* Petrograficheskaya kharakteristika osnovnykh tipov porod perspektivnykh na almazy verkhnepaleozoyskikh osadochnykh tolshch Sibirskoy platformy [Petrographic characteristics of the main rock types of the Upper Paleozoic sedimentary strata of the Siberian platform that are promising for diamonds], *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnyye chteniya pamyati P. N. Chirvinskogo. Is.16, Perm, PGNU publ.*, 2013, pp. 88–108. (In Russ.)
 26. *Zinchuk N. N.* Rol petrologo-mineralogicheskikh i geokhimicheskikh issledovaniy v otsenke potentsialnoy almazonosnosti kimberlitov [The role of petrological-mineralogical and geochemical studies in assessing the potential diamond content of kimberlites], *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 1, pp. 36–47. (In Russ.)
 27. *Zinchuk N. N.* Sulfaty v kimberlitovykh porodakh [Sulfates in kimberlite rocks], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 2, pp. 56–72. (In Russ.)
 28. *Zinchuk N. N.* Tipomorfnyye svoystva indikatornykh mineralov kimberlitov i ikh ispolzovaniye pri prognozirovanii mestorozhdeniy almaza na Sibirskoy platforme [Typomorphic properties of indicator minerals of kimberlites and their use in predicting diamond deposits on the Siberian platform], *Otechestvennaya geologiya*, 2021, No. 2, pp. 41–56. (In Russ.)
 29. *Zinchuk N. N., Afanasyev V. P.* Geneticheskiye tipy i osnovnyye zakonomernosti formirovaniya almazonosnykh rossypey [Genetic types and basic patterns of formation of diamond-bearing placers], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1998, No. 2, pp. 66–71. (In Russ.)
 30. *Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D.* Almazy iz nizkoproduktivnykh kimberlitov [Diamonds from low-productivity kimberlites], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2022, No. 1, pp. 77–93. (In Russ.)
 31. *Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D.* Almazy iz polupromyshlennykh kimberlitov [Diamonds from semi-industrial kimberlites], *Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya*, 2022, No. 2, pp. 32–45. (In Russ.)
 32. *Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D.* O spetsifike dokembriyskikh istochnikov almazov v rossypyakh [On the specifics of Precambrian sources of diamonds in placers], *Vestnik Permskogo un-ta. Geologiya*, 2022, V. 21, No. 2, pp. 149–166. (In Russ.)
 33. *Zinchuk N. N., Bardukhinov L. D.* O spetsifike izucheniya almaza pri prognozno-poiskovykh rabotakh (na primere Sibirskoy platformy) [On the specifics of studying diamond during forecasting and prospecting work (using the example of the Siberian platform)], *Rudy i metally [Ores and metals]*, 2021, No. 3, pp. 59–75. (In Russ.)
 34. *Zinchuk N. N., Boris Ye. I.* O kontsentratsii produktov pereotlozheniya kor vyvetrivaniya v verkhnepaleozoyskikh osadochnykh tolshchakh vostochnogo borta Tungusskoy sineklizy [On the concentration of products of redeposition of weathering crusts in the Upper Paleozoic sedimentary strata of the eastern side of the Tunguska syncline], *Geologiya i geofizika*, 1981, No. 8, pp. 22–29. (In Russ.)
 35. *Kedrova T. V., Bogush I. N., Zinchuk N. N., Bardukhin-*

- ov L. D., Lipashova A. N., Afanasyev V. P. Rossypi almazov Nakynskogo kimberlitovogo polya [Diamond placers of the Nakyn kimberlite field], *Geologiya i geofizika*, 2022, V. 63, No. 3, pp. 291–302. (In Russ.)
36. Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D., Gorshkov A. I. Identifikatsiya i genezis lizardit-saponitovogo smeshanosloynogo obrazovaniya v kimberlitakh odnoy iz trubok Yuzhnoy Afriki [Identification and genesis of a lizardite-saponite mixed-layer formation in kimberlites of one of the pipes of South Africa], *Litologiya i poleznyye iskopayemye*, 2003, No. 1, pp. 87–96. (In Russ.)
37. Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D., Sokolov V. N. Izmeneniye mineralnogo sostava i strukturnykh osobennostey kimberlitov Yakutii v protsesse vyvetrivaniiya [Changes in the mineral composition and structural features of Yakutia kimberlites during weathering], *Geologiya i geofizika*, 1982, No. 2, pp. 42–53. (In Russ.)
38. Koptil V. I. Tipomorfizm almazov severo-vostoka Sibirskoy platformy v svyazi s problemoy prognozirovaniya i poiskov almaznykh mestorozhdeniy [Typomorphism of diamonds of the north-eastern Siberian platform in connection with the problem of forecasting and prospecting for diamond deposits], *Novosibirsk, IGM SO RAN publ.*, 1994, 25 p. (In Russ.)
39. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N. Ob anomalii obshchey skhemy preobrazovaniya razbukhayushchikh glinistykh mineralov pri pogruzhении soderzhashchikh ikh otlozheniy v stratisferu [On the anomaly of the general scheme of transformation of swelling clay minerals during the immersion of sediments containing them into the stratisphere], *Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Seriya geologiya*, 2003, No. 2, pp. 57–68. (In Russ.)
40. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N. Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v osadochnom chekhle zemnoy kory [Conditions for the accumulation and post-sedimentation transformation of clay minerals in the sedimentary cover of the earth's crust], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2001, No. 12, pp. 45–51. (In Russ.)
41. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N. Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v osadochnom chekhle zemnoy kory [Conditions of accumulation and postsedimentary transformation of clay minerals in the sedimentary cover of the earth's crust], *Byulleten MOIP. Otdel geologicheskii*, 2001, T. 76, No. 1, pp. 45–53. (In Russ.)
42. Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N., Kuzmin V. A. Morfo-geneticheskiye raznovidnosti kaolinita v korakh vyvetrivaniiya i osadochnom chekhle zemnoy kory. Statya 1. Mekhanizm obrazovaniya kaolinita v korakh vyvetrivaniiya razlichnykh petrokhimicheskikh tipov porod [Morphogenetic varieties of kaolinite in weathering crusts and sedimentary cover of the earth's crust. Article 1. Mechanism of kaolinite formation in weathering crusts of various petrochemical rock types], *Izvestiya VUZov. Geologiya i razvedka*, 2006, No. 5, pp. 19–25. (In Russ.)
43. Lapin A. V., Tolstov A. V., Antonov A. V. Izotopnyy sostav Sr- i Nd-kimberlitov i konvergentnykh s nimi porod Sibirskoy platformy [Isotopic composition of Sr- and Nd-kimberlites and convergent rocks of the Siberian platform], *Doklady RAN*, 2007, V. 414, No. 1, pp. 78–82. (In Russ.)
44. Matsyuk S. S., Zinchuk N. N. Opticheskaya spektroskopiya mineralov verkhney mantii [Optical spectroscopy of upper mantle minerals], *Moscow, Nedra publ.*, 2001, 428 p. (In Russ.)
45. Savko A. D., Zinchuk N. N., Shevyrov L. T. [et al.] Almazonosnost Voronezhskoy anteklizy [Diamond potential of the Voronezh antecline], *Trudy NIIG Voronezhskogo un-ta*, 2003, T. 17, 121 p. (In Russ.)
46. Serokurov YU. N., Kalmykov V. D., Zuyev V. M. Kosmicheskiye metody pri prognozirovanii i poiskakh mestorozhdeniy almazov [Space methods in forecasting and searching for diamond deposits], *Moscow, Nedra publ.*, 2001, 198 p. (In Russ.)
47. Kharkiv A. D., Zinchuk N. N., Kruchkov A. I. Korennyye mestorozhdeniya almazov mira [Primary diamond deposits of the world], *Moscow, Nedra publ.*, 1998, 555 p. (In Russ.)
48. Afanasev V. P., Zinchuk N. N., Griffin V. L. [et al.] Diamond prospects in the Southwestern plunk of the Tungusk Sineklise, *Geology of ore Deposits*, 2005, V. 47, No. 1, P. 45–62.
49. Rosen O. M., Serenko V. P., Spetsius Z. V. [et al.] Yakutian kimberlite province: Position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust, *Geologiya and Geofizika*, 2002, V. 43, No. 1, pp. 3–26.
50. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform, *Petrology*, 2001, V. 9, No. 6, pp. 576–588.

Статья поступила в редакцию 03.04.25; одобрена после рецензирования 10.07.25; принята к публикации 10.07.25.
The article was submitted 03.04.25; approved after reviewing 10.07.25; accepted for publication 10.07.25.

Геохимические поиски месторождений полезных ископаемых под ледниками

Аннотация. Рассматриваются результаты геохимических исследований, проведённых в районе высокогорного золоторудного месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань). Работы были сосредоточены на ледниках холодного и тёплого типа: Петрова, Сары-Тор, Давыдова, Лысый, № 354 и Боорду, перекрывающих минерализованную зону и рудные тела. Установлено, что во льдах ледников над рудными телами формируются криогенные геохимические поля (КГП). Строение КГП на ледниках месторождения Кумтор характеризуется качественными (химические элементы и соединения) и количественными (концентрация элементов, протяжённость ореолов) показателями, закономерно распределяющимися в толще льда, на поверхности. Химический состав КГП ледников отражает состав рудных тел и эндогенных ореолов месторождения Кумтор. Охарактеризованы особенности КГП, формирующихся на поверхности ледников в эпицентрах рудных тел при установленной мощности льда до 175 м. Протяжённость геохимических аномалий КГП на поверхности ледников от эпицентра рудного тела по направлению движения льда колеблется от 50–100 до 600 м. Даны рекомендации по использованию КГП при прогнозно-поисковых работах в ледниковых районах.

Ключевые слова: месторождения полезных ископаемых, золото, криогенные геохимические поля, ледники, геохимические поиски.

МАКАРОВ ВЛАДИМИР НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, профессор, vnmakarov@mpi.ysn.ru

Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, г. Якутск

Geochemical prospecting for mineral deposits under glaciers

V. N. MAKAROV

P. I. Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk

Annotation. The article considers results of geochemical studies conducted in the region of the high-mountain Kumtor gold deposit in the Middle Tien Shan. The work was focused on glaciers of the cold and warm types: the Petrov, Sary-Tor, Davydov, Lysy, No. 354, and Boordu ones, that overlap the mineralized zone and ore bodies. It was revealed that cryogenic geochemical fields (CGF) are formed in the ice of glaciers above the ore bodies. The structure of the CGF in the glaciers of the Kumtor deposit is characterized by qualitative (complex of chemical elements and compounds) and quantitative (concentration of the elements, extent of the halos) indicators, regularly distributed in the ice mass on the surface. The chemical composition of the CGF in the glaciers reflects the composition of the ore bodies and endogenous halos of the Kumtor deposit. The features of the CGF formed in the epicenters of ore bodies on surfaces of the glaciers with an established ice thickness of up to 175 m have been characterized. The extension of the CGF geochemical anomalies on the glacier surfaces from an ore body epicenter in the ice movement direction varies from 50–100 to 600 m. Recommendations are provided for the use of CGF in forecasting and prospecting work in glacial areas.

Key words: mineral deposits, gold, cryogenic geochemical fields, glaciers, geochemical prospecting.

Введение. Крупные и легко открываемые месторождения полезных ископаемых в России почти исчерпаны, поэтому геологи вынуждены продвигаться всё дальше в арктическую зону и труднодоступные регионы Дальнего Востока и Сибири. Острая необходимость наращивания запасов полезных ископаемых в районах деятельности

горнодобывающих предприятий и необходимость геологического изучения новых перспективных территорий страны выдвинула проблему поисков в сложных геологических условиях, в том числе и в закрытых районах, на территориях которых могут быть выявлены не только новые объекты, в том числе и не выходящие на поверхность,

но и принципиально новые рудные и, возможно, россыпные районы. К закрытым районам в пределах России относятся и ледниковые районы: это в основном покрытые ледниками острова российской Арктики и горные районы Севера, Северо-Востока Сибири, Коряцкого нагорья и Камчатки.

Согласно созданной в Институте географии РАН базе данных «Ледники России» [11], общая площадь закрытых ледниками районов в России составляет 54,5 тыс. км² или около 0,3 % территории страны (рис. 1).

По данным той же базы, на территории Российской Федерации в настоящее время находятся 7478 ледников, сгруппированных в 22 ледниковые системы, общая площадь оледенения составляет 54 531 км². Самые крупные по площади ледниковые системы расположены на архипелагах Новая Земля (более 22 тыс. км²), Северная Земля (16,5 тыс. км²) и Земля Франца-Иосифа (12,5 тыс. км²). Следующая по размеру ледниковая система площадью около 10 тыс. км² расположена в горах Кавказа. В диапазон площадей

от 500 до 1000 км² попали два ледниковых района – Камчатка (683 км²) и Алтай (523 км²). Площадь ледников на арктическом острове Ушакова, в горах Сунтар-Хаята и Корякском нагорье примерно одного порядка – от 100 до 300 км². Самая многочисленная группа – это небольшие ледниковые системы, площадь которых колеблется от 10 до 100 км². Они расположены в разных гляциологических зонах – полярной (острова Де-Лонга) и субполярной (Урал, Плато Путорана, Горы Быранга, Хребет Черского, Чукотское и северо-восток Корякского нагорья), в умеренном поясе (Хребет Кодар, Восточный Саян). Самые маленькие по площади (менее 10 км²) ледниковые системы – хребет Орулган и Колымское нагорье, Кузнецкий Алатау, а также Баргузинский и Байкальский хребты.

На закрытых ледниками территориях могут находиться и быть выявлены новые крупные объекты. Примером такого объекта, частично расположенного под мощной толщей ледниковых льдов, является золоторудное месторождение Кумтор.

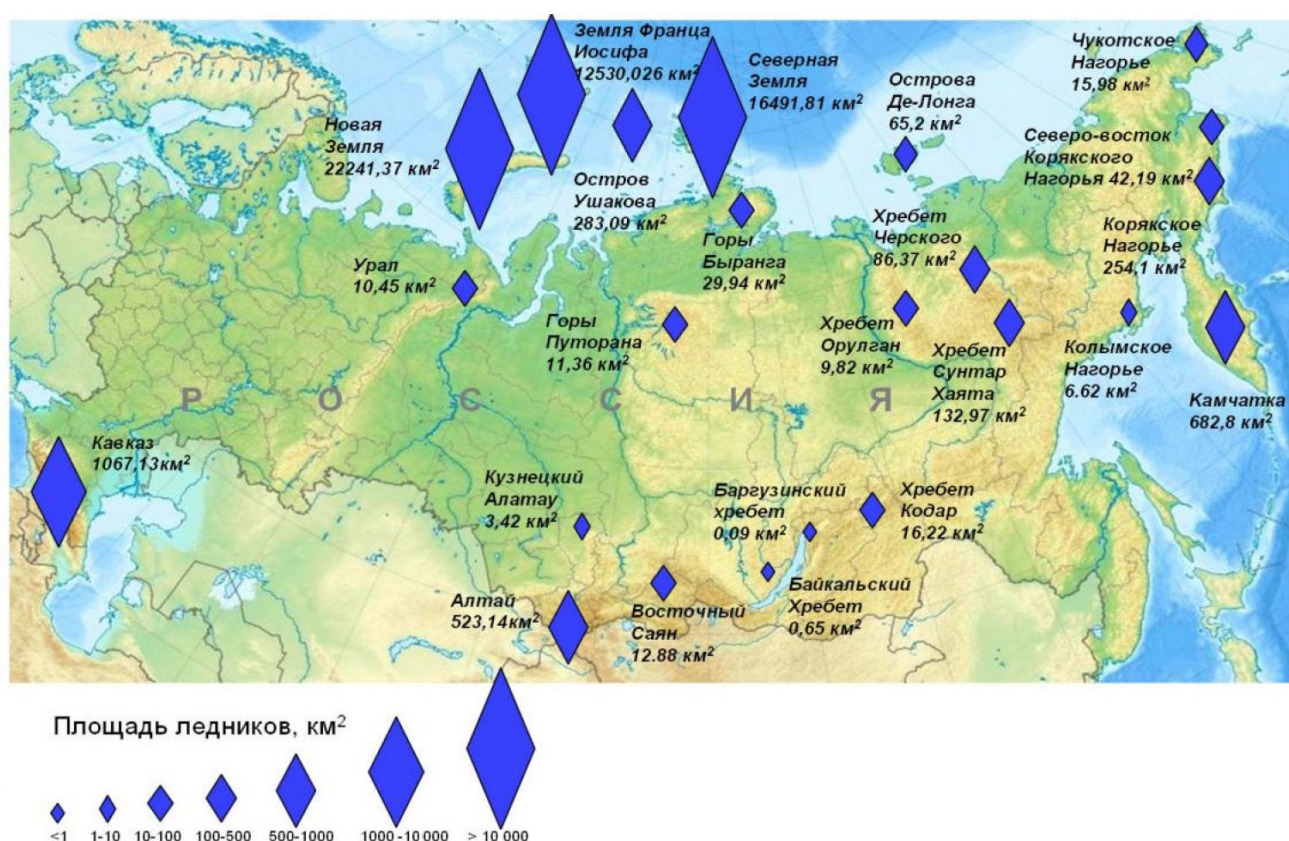


Рис. 1. Площадь современных ледников на территории России, 2016–2019 гг. [11]



Рис. 2. Хребет Ак-Шийрак, Кумтор

(<https://web.archive.org/web/20161013025350/http://www.panoramio.com/photo/154350>)

Оно находится в Иссык-Кульской области в 350 км от столицы Кыргызской Республики – Бишкека. Месторождение расположено в восточной части Срединного Тянь-Шаня на северо-западном макросклоне ледникового массива Ак-Шийрак (рис. 2), на высоте свыше 4000–4200 метров над уровнем моря, в зоне вечной мерзлоты.

Горный массив Ак-Шийрак представляет собой слаборасчленённое горное поднятие со средней абсолютной высотой в центральных частях порядка 4600 м. Рельеф гляциальный: крупные ледниковые кары и цирки с современными ледниками чередуются с крутыми гребнями и плоскими водораздельными поверхностями.

Табл. 1. Мощность льда ледников массива Ак-Шийрак в районе месторождения Кумтор, [9]

Ледники		Мощность льда, м	
		Средняя	Максимальная
Петрова		70	173
Лысый		60	–
Давыдова	Восточный	90	175
	Центральный	100	160
	Западный	85	170
Сары-Тор		–	165
Боорду		100	–

Мощность льда ледников массива Ак-Шийрак в районе месторождения Кумтор в среднем 60–100 м, максимальная – до 175 м (табл. 1).

Климатические условия связаны с внутригорным положением района. Рассматриваемый район характеризуется значительной континентальностью и суровостью климата с отрицательной среднегодовой температурой $-7,8^{\circ}\text{C}$, что сопоставимо с суровыми климатическими условиями Арктики (Новая Земля). Наиболее холодным месяцем является январь, а самым тёплым – июль. Абсолютный температурный минимум составляет -45°C . Среднемноголетнее годовое количество атмосферных осадков на ГМС «Тянь-Шань» в базовый период наблюдений 1961–1990 гг. составляло 371 мм, из них за холодный период (ноябрь–март) выпадало всего 49 мм или 13,2 %. Основная масса осадков выпадает в тёплый период, причём большая их часть в виде снега, и только 8 % от годового количества приходится на жидкие осадки, которые отмечаются всего 11 дней в году.

Наблюдается сплошное распространение многолетнемерзлых пород мощностью 90–370 м, температура $-1,7\ldots-4,9^{\circ}\text{C}$. Таликовые зоны находятся только под крупными долинными ледниками [1].

Главная водная артерия – река Кумтор и её левые притоки речки Сарытор и Боорду. Зимой (декабрь–февраль) реки промерзают до дна.

Золоторудное месторождение Кумтор по своим запасам является уникальным месторождением



Рис. 3. Золотосеребряный рудник Паскуа-Лама, Чили, Аргентина

(<https://yandex.ru/images/search?lr=116114&source=serp&stype=image&text=Pascua%20Lama%20mine>)

«мирового класса». Оно входит в пятёрку крупнейших в мире рудников по запасам золота: подтверждённые и прогнозируемые запасы составляют порядка 700 тонн. Такими ресурсами (свыше 100 тонн золота) обладают только 10 % месторождений мира, но на их долю приходится 86 % всех мировых запасов золота. С 1992 г. эксплуатацию месторождения вела канадская компания Centerra Gold, которая владела 100 % золотого рудника Кумтор через свою дочернюю компанию Kumtor Gold Company. Оработка месторождения осуществлялась открытым способом с применением общепринятых методов бурения, взрывных работ, погрузки и транспортировки. Ежегодно добывалось около 18 тонн золота, до 23,2 тонн золота в рекордном 2001 г. Всего, с начала промышленного производства в мае 1997 г. по 30 июня 2022 г., на Кумторе добыто более 430 тонн золота [13].

Золоторудное месторождение Кумтор – одно из самых высокогорных месторождений в мире, наряду золотосеребряным рудником Паскуа-Лама [15], расположенным на высотах 4800–5200 м (рис. 3).

Объекты рудника Кумтор расположены на высотах 3600–4400 м над уровнем моря в нивально-гляциальном поясе Тянь-Шаня. В геологическом отношении район находится в Нарынской миогеосинклинальной зоне каледоно-герцинской складчатой области Срединного Тянь-Шаня.

Геологические изыскания велись в этой местности с 1920-х годов. Но само месторождение было открыто геологами Б. А. Резниковым и В. В. Бурцевым, сотрудниками геофизической экспедиции «Киргизгеология» в 1978 г., разработка началась в 1990-е годы. Запасы золота оценены как колоссальные – 953 тонны. Однако освоение месторождения было отложено из-за высокой стоимости проекта – около 1,46 млрд долларов США на тот момент.

Геологическое строение района месторождения определяется его принадлежностью к миогеосинклинальной зоне каледоно-герцинской складчатости Тянь-Шаня. На древнем гранито-гнейсовом основании несогласно залегают мощные толщи метавулканогенных, осадочных пород рифея–венда. Породы представлены высокоуглеродистыми и кремнистыми сланцами, филлитами.

По разрывным нарушениям размещаются тела гранитоидов и метасоматитов.

Золото-(вольфрам)-сульфидное месторождение Кумтор контролируется Главной минерализованной зоной, по простиранию которой располагаются метасоматиты и оруденение. Рудные тела локализованы в Кумторской зоне смятия длиной более 7 км и мощностью 300–400 м. Месторождение частично скрыто под мощными толщами ледников Давыдова, Сары-Тор, Лысый, Петрова, № 354, Боорду. В настоящее время разрабатываемое рудное золотоносное тело залегает около и под ледниками Лысый, Давыдова и Сары-Тор; перспективны фланговые участки: Петрова, Боорду и другие.

Вмещающие золотое оруденение породы месторождения представляют собой толщу серых филлитов хлорит-(полевошпат)-кварц-серицитового состава с пачками углистых пород, карбонатно-филлитовых ритмитов и конгломератосланцев. Собственно рудные зоны представляют собой чередование интервалов интенсивного прожилкования (штокверков) в разнообразных филлитах с интервалами метасоматически преобразованных филлитов.

Рудные тела представлены линейными минерализованными зонами с вкрапленно-прожилковым и штокверковым оруденением, имеющим чёткий структурный и литолого-стратиграфический контроль, который проявляется в приуроченности рудных тел к зоне повышенных тектонических деформаций в углеродистой колчеданосной филлитовой рудоносной формации. Главным рудным минералом, с которым связано основное количество золота, является пирит. Количество сульфидов в рудах колеблется от 5 до 20–30 % (в среднем 15–20 %). Рудное поле сопровождается комплексными эндогенными геохимическими ореолами: Au, Ag, Mo, W, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Ba, Ti, Mn, V, Be, K, Na. Вокруг рудных тел – продуктивных золото-вольфрам-сульфидных «залей» пирит-полевошпат-карбонатных метасоматитов – возникли первичные ореолы рассеяния рудных элементов Au, Ag, Mo, W, K, Na.

Возможности геохимических поисков рудных тел, перекрытых ледниками, изучались на золоторудном месторождении Кумтор в 1988–1989 гг. Геохимические поля исследовались на ледниках, расположенных в восточной части внутреннего Тянь-Шаня (Киргизия). Геологоразведочные работы на месторождении в это время находи-

лись на стадии разведки и были сосредоточены в северо-западной части рудного поля в районе ледника Давыдова. Положение рудных тел на флангах рудного поля под перекрывающими их ледниками было неизвестно.

Изучение геохимических полей проводилось на ледниках холодного и тёплого типа. Ледники холодного типа подстилаются горными породами с отрицательной температурой, и мёрзлая толща имеет двухъярусное строение: верхний ярус – сам ледник, нижний – скальные породы. Ледники тёплого типа подстилаются породами с положительными температурами. В температурном разрезе ледников выделяется верхняя зона мощностью 10–15 м с температурами $-4...-5^{\circ}\text{C}$, затем до глубины 25–30 м наблюдается резкое повышение температуры до $-1...-0,6^{\circ}\text{C}$, ниже до подошвы ледника отмечается практически безградиентная изотермическая кривая с температурой около нуля.

Методы исследований. Геохимические исследования проведены на северо-западном макросклоне хребта Ак-Шийрак в районе Кумторского золоторудного месторождения. Работы были сосредоточены на ледниках холодного и тёплого типа: Петрова, Сары-Тор, Давыдова, Лысый, № 354 и Боорду, перекрывающих Главную минерализованную зону и рудные тела. На момент геохимических исследований геологоразведочные работы на месторождении Кумтор были локализованы в районе ледника Давыдова.

Полевые геохимические работы проведены в 1988–1989 гг. на стадии поисково-разведочных работ на месторождении Кумтор. В этот период только в центральной части месторождения в районе ледника Давыдова, на левом борту долины, велись канавные горные работы, со льда ледника была пробурена скважина.

Вдоль каждого из ледников (с его вершины до языка) были пройдены поисковые маршруты, с отбором проб льда с поверхности ледника сразу под фирном. Всего на ледниках отобраны 93 пробы льда. Расстояние между пробами составляло от 50–100 до 200 м. Вес пробы льда (1,0–1,5 кг) ограничивался необходимым объёмом растопленного льда для планируемого анализа воды – один литр. Таяние льда и упаковка воды в химически чистые ёмкости проводились при комнатной температуре в пос. Кумтор на полевой базе высокогорной лаборатории Института мерзлотоведения (ИМЗ) СО РАН.

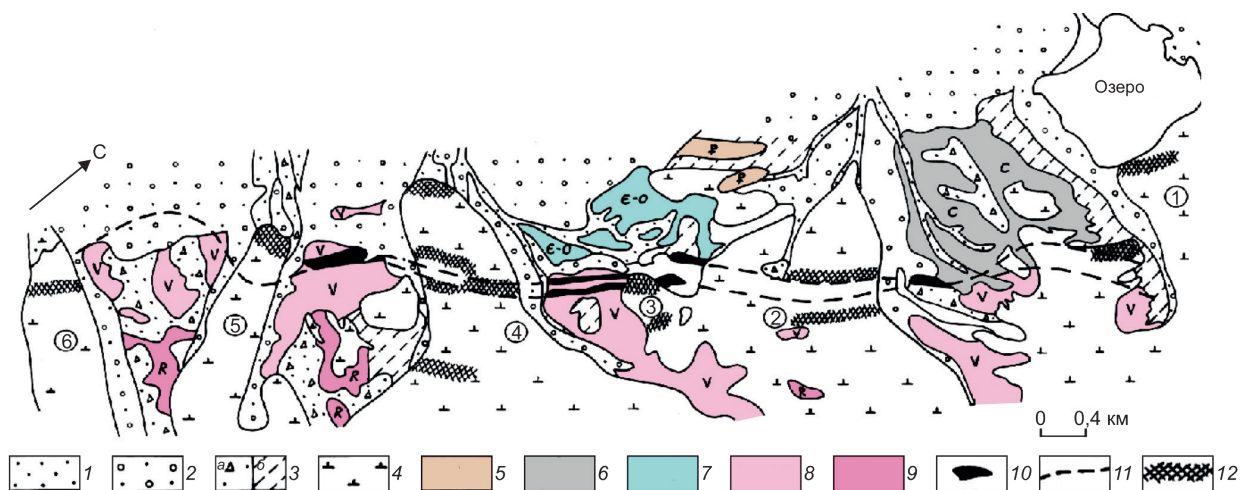


Рис. 4. Криогенные геохимические поля на поверхности ледников Кумторского рудного поля:

кайнозойские отложения: 1 – аллювиальные, галечники, пески, 2 – элювиально-делювиальные, щебень, дресва, пески, 3 – ледниковые (а) и делювиально-пролювиальные (б), валуны, галька, щебень, пески, суглинки, 4 – ледниковые льды – ледники (числа в кружках): 1 – Петрова, 2 – Лысый, 3 – Давыдова, 4 – Сары-Тор, 5 – Боорду, 6 – № 354; геологические образования: 5 – палеогеновые и 6 – нижнекарбоновые песчаники, алевроиты; 7 – кембрийско-ордовикские известняки; 8 – вендские сланцы, филлиты; 9 – рифейские вулканогенно-осадочные отложения; 10 – рудные тела; 11 – разрывные нарушения; 12 – криогенные геохимические поля

Аналитическая обработка геохимических проб проведена в г. Якутске. Полный химический анализ воды (льда) выполнен в лаборатории геохимии криолитозоны ИМЗ СО РАН (аналитики Л. Ю. Бойцова, О. В. Шепелева), приближённо-количественный атомно-эмиссионный спектральный анализ микроэлементного состава воды на 35 элементов и атомно-абсорбционное определение золота (Perkin-Elmer, с графитовой кюветой) – в Центральной геологической лаборатории ПГО «Якутскгеология». Чувствительность анализа на растворённое золото 0,001 мкг/л.

Результаты и обсуждение. Геохимическими исследованиями было установлено, что на поверхности льда ледников, перекрывающих минерализованную зону и рудные тела, наблюдаются комплексные аномалии элементов-индикаторов золоторудной минерализации. Образование геохимических аномалий на поверхности ледников обусловлено формированием наложенных криогенных геохимических ореолов элементов-индикаторов в толще ледников, перекрывающих рудные тела. Состав наложенных ореолов соответствует составу рудных тел и эндогенных ореолов. На поверхности всех ледников, перекрывающих рудные тела и минерализованную зону, установ-

лены чёткие геохимические аномалии элементов, определяющих геохимические особенности системы, типоморфных для рудного тела и эндогенного ореола: Au, W, Pb, Cr, Cu, Sn (рис. 4).

Ореолы золота и типоморфных элементов (W, Pb, Cr, Cu, Sn) располагаются на поверхности ледников в эпицентре, непосредственно над проекцией рудной зоны, протяжённость аномалий по направлению движения ледника обычно 150–200 м, иногда достигает его языка (см. рис. 4).

Юго-западный фланг Центрального участка месторождения перекрывается ледником Давыдова (рис. 5).

Ширина ледника в нижней части 0,8–0,9 км, толщина льда достигает 160–175 м, при средней мощности 85–100 м. По данным термометрии, температура льда составляет -6°C на глубине 5 м и на глубине более 30 м приближается к точке плавления. Интервал глубин 40–109 м заполнен наплавленной водой, и температура льда в указанном интервале не ниже $-0,5^{\circ}\text{C}$.

Язык ледника в средней и верхней части имеет трещины и разделён вдоль на две ветви срединной мореной. Ветви ледника обладают разной активностью. Поверхностная скорость движения правой ветви ледника в летнее время составляет

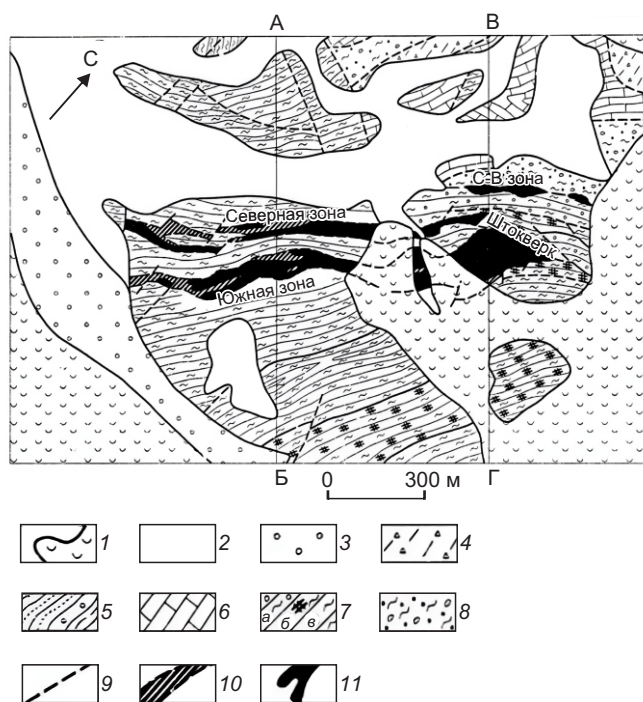


Рис. 5. Схема геологического строения Центрального участка месторождения Кумтор [12]:

1 – ледники; отложения: 2 – современные, 3 – моренные, Q_{II-IV} ; 4 – красноцветные глины, конглобрекции, P_3-N_1 ; 5 – флиш и моласса, C_1 ; 6 – известняки, ϵ ; 7 – кварц-серицит-хлоритовые сланцы (а), переслаивание сланцев и известняков (б), тиллоподобные конгломераты (в), ϵ ; 8 – меланж: филлиты (V), известняки и кремни (ϵ), песчаники (C_1) в чёрном углисто-глинистом матриксе; 9 – герцинские взбросы и взбросо-надвиги; 10 – контуры рудных зон, представленных кварц-карбонат-пиритовыми метасоматитами, V; 11 – промышленное оруденение

1–2 см/сутки; левая более активна – 1–4 см/сутки. Угол наклона языка 5–6°. Ниже ледника между языком и конечным валом моренных гряд высотой 80–90 м находится обширное зандровое поле.

На языке ледника толщина слоя аккумуляции снега варьирует от 20 у нижнего края до 150 см на высоте границы питания, при плотности 0,36 г/см³.

В поперечном сечении ледник имеет ассиметричное строение, и наибольшие мощности льда приурочены к его левому борту.

В придонной части лёд со сравнительно большим содержанием моренного обломочного материала общей мощностью от нескольких метров

до 11 м. Верхняя толща ледника сложена относительно чистым льдом.

Геохимическое опробование на леднике Давыдова проведено двумя профилями вдоль обеих ветвей языка. Шаг опробования в основном составлял 100 м. На участках предполагаемого перекрытия рудной зоны ледником, на его поверхности фиксируются чёткие геохимические аномалии элементов, типоморфных для рудного тела и эндогенного ореола: Au, W, Pb, Cr, Cu, Sn. Контрастность аномалий по отношению к фоновому содержанию в ледниках ледникового массива Ак-Шийрак уменьшается в ряду: Au (20) – Pb (5) – Cr, Cu, Mo (3) – W, Sn (2).

Ореолы типоморфных элементов располагаются на поверхности ледника в эпицентре рудной зоны, перекрытой мощной толщей льда. Протяжённость аномалий по направлению движения ледника достигает 150–200 м. Предполагаемые на правой ветви языка две сближенные рудные зоны, северная и южная, вскрытые дальнейшими горными работами (см. рис. 5), с суммарной мощностью около 0,3 км, формируют общую аномальную область протяжённостью около 600 м по золоту и до 900 м по сульфатам (рис. 6).

Аномалии элементов-индикаторов золоторудной минерализации на поверхности ледника Давыдова формируются как над рудным телом, так и над эндогенными ореолами, отражая состав рудной минерализации.

Непосредственно в эпицентре рудной зоны наблюдается возрастание pH и Eh (с градиентом Eh 70–84 мВ). Элементы-индикаторы эндогенных ореолов – Cu, Mo и Cr – образуют бимодальные ореолы с модами по сторонам проекции рудной зоны [3].

В пределах ореола, сформированного над рудной зоной, отмечается повышенное содержание ионов натрия и сульфатов. Причём если несколько более контрастные ореолы сульфатов и натрия фиксируются над правой ветвью ледника Давыдова, то над левой его частью отмечаются повышенные содержания большинства тяжёлых металлов. Протяжённость ореолов также увеличивается над левой ветвью ледника. Например, для ореолов золота она возрастает почти вдвое – с 0,7 до 1,4 км (см. рис. 3). При этом мощность льда заметно больше именно над левой ветвью ледника Давыдова. Большая протяжённость аномалий и их комплексность свидетельствуют об усложнении структуры рудной зоны под ледником

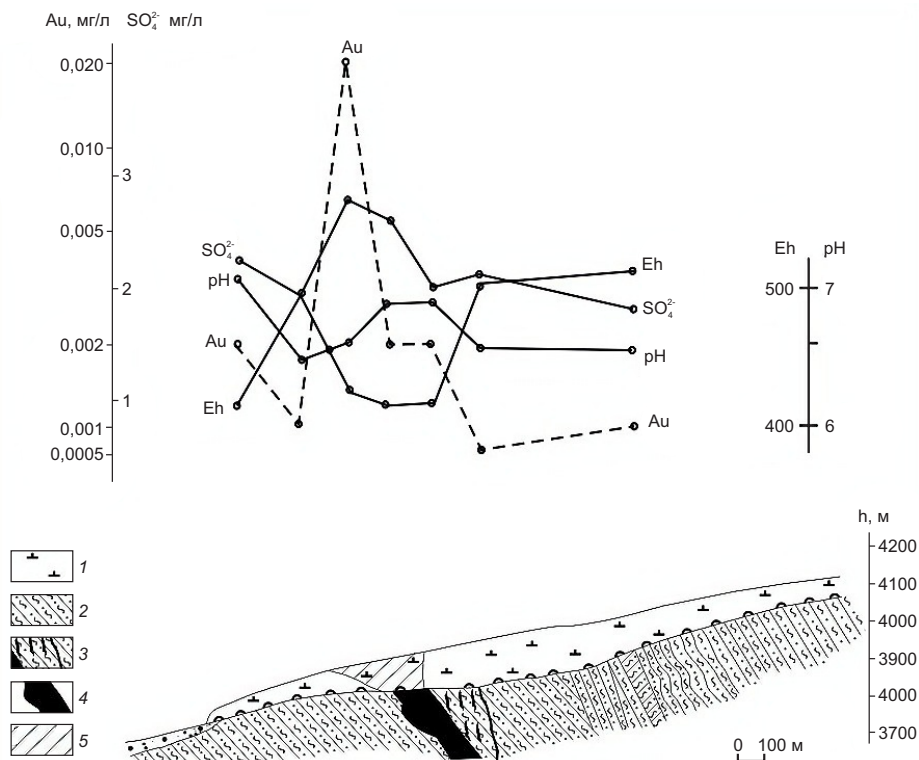


Рис. 6. Аномалии элементов-индикаторов золоторудной минерализации на поверхности ледника Давыдова в эпицентре рудной зоны:

1 – ледник; 2 – песчано-глинистые сланцы; 3 – метаморфизованные сланцы; 4 – рудные метасоматиты; 5 – эндогенные и криогенные геохимические ореолы

и существовании субширотного тектонического нарушения в центральной части ледника. Действительно, характер рудной зоны к юго-западу от ледника Давыдова существенно меняется, что зафиксировано при вскрытии ледника в ходе дальнейшего геологического изучения месторождения [12].

Ледник Лысый находится в 2,0 км к северо-востоку от Центрального участка месторождения. В районе ледника и под ним в настоящее время разрабатывается золотоносное рудное тело. Ледник Лысый висячего типа, располагается на высотах 4050–4200 м. Толщина льда на участке исследований – 60 м. По данным термометрии горных выработок, пройденных в толще ледника, температура льда изменяется от -6° на поверхности до $-2,5^\circ\text{C}$ в придонной части.

Ледник на протяжении почти 300 м перекрывает золоторудное тело (см. рис. 6). Подошва ледника в пределах наиболее углублённой части ло-

жа находится на горизонте 4050 м. Установлено, что содержание типоморфных элементов (Au, W, Cu, Zn, Cr, Ag, Sn, V, Mo, Pb) в ледниковом льду в зоне контакта с горными породами, на расстоянии 0,1–0,3 м от руды, в десятки раз выше фонового содержания в ледниках массива. Проникновение химических элементов в лёд обусловлено криогенной миграцией и формированием ореола рассеяния. Максимальная контрастность геохимического ореола наблюдается непосредственно на контакте льда с рудными метасоматитами и уменьшается по мере удаления от руды к поверхности ледника. На поверхности ледника над рудным телом фиксируются слабые аномалии типоморфных элементов золота, вольфрама, меди и цинка. Контрастность аномалий (КК) по отношению к фоновым значениям максимальна для Cu, Zn и W (≥ 20) и уменьшается в ряду (в скобках величина КК): Cu (80) – Zn (30) – W (20) – Au, Cr (10) – Ag, Sn (7) – V (5) – Mo, Pb (3).

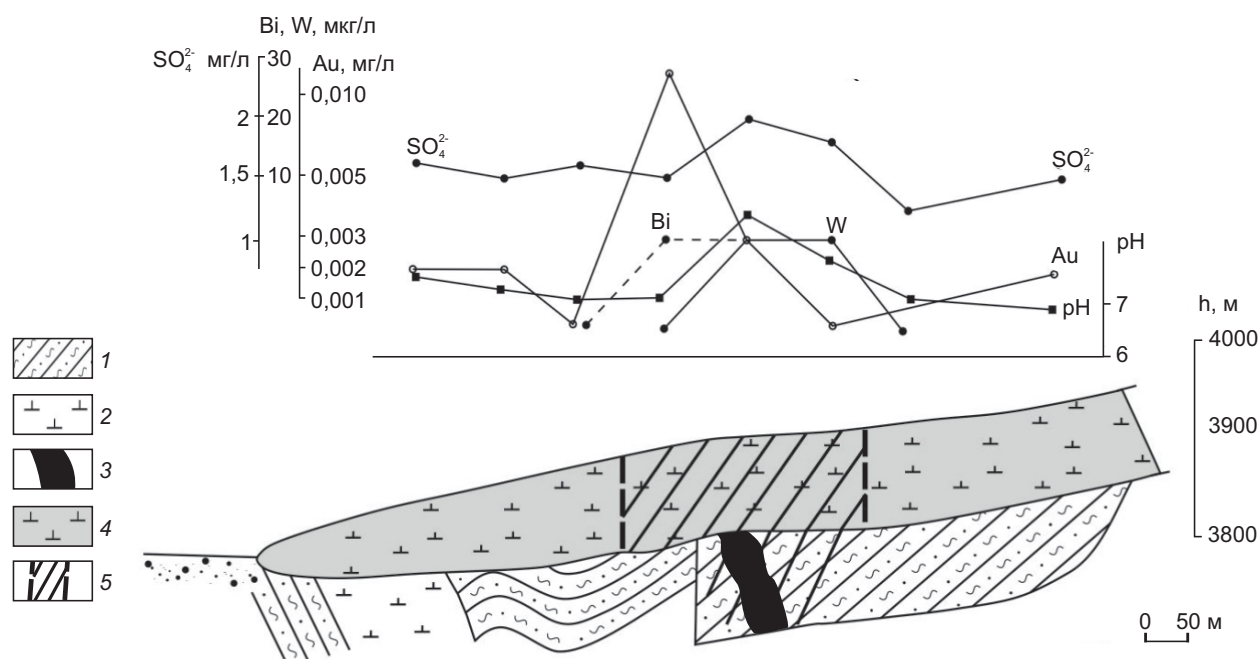


Рис. 7. Геохимические аномалии элементов-индикаторов золоторудной минерализации на поверхности ледника Сары-Тор в эпицентре рудной зоны:

сланцы: 1 – песчано-глинистые, 2 – метаморфизированные; 3 – рудные метасоматиты; 4 – ледник; 5 – эндогенные и криогенные геохимические ореолы

Аномалии элементов-индикаторов золоторудной минерализации в леднике формируются как над рудным телом, так и эндогенными ореолами, отражая состав рудной минерализации.

Распределение химических элементов на поверхности ледника неоднородно. Непосредственно в эпицентре рудного тела на поверхности ледника практически без смещения наблюдаются аномалии золота, цинка, меди, вольфрама и хрома. Отрицательные аномалии над месторождением формируют сульфаты и величина окислительно-восстановительного потенциала E_h . Местами наблюдается смещение ореолов золота к языку ледника, которое на отдельных участках достигает 80 м. Ряд элементов-индикаторов Ag, Sn, Pb, Zn, Sc, Be (см. рис. 6) образуют более контрастные аномалии на поверхности ледника над северо-восточной частью рудного тела и совпадают с обогащенными участками рудного тела.

Таким образом, в толще ледника, перекрывающего рудное тело, формируются наложенные криогенные геохимические ореолы элементов-индикаторов. Состав наложенных ореолов соответ-

ствует составу рудного тела и эндогенного ореола. Над более богатыми участками рудного тела в леднике образуются и более контрастные геохимические аномалии. Вертикальный диапазон миграции элементов-индикаторов и, соответственно, мощность наложенного ореола на леднике Лысый ограничиваются его мощностью 50–60 м.

На юго-западном фланге месторождения находится ледник Сары-Тор, длина которого составляет около 5 км, ширина в среднем течении около 1 км, периметр цирка равен 5,5 км. В районе ледника (рядом с ним и под ним) в настоящее время разведана и частично отработана промышленная рудоносная зона. На момент геохимических исследований о наличии рудного тела под ледником не было известно.

На поверхности ледника Сары-Тор, в нижней части его языка, была обнаружена аномалия комплексного КГП элементов-индикаторов: Be, Cu, Zn, Sn, Cr, Pb, Mn, Tl, Au, Mo, TR (рис. 7). Дальнейшими геологоразведочными работами под ледником было вскрыто золоторудное тело, которое расположено в проекции эпицентра геохимической

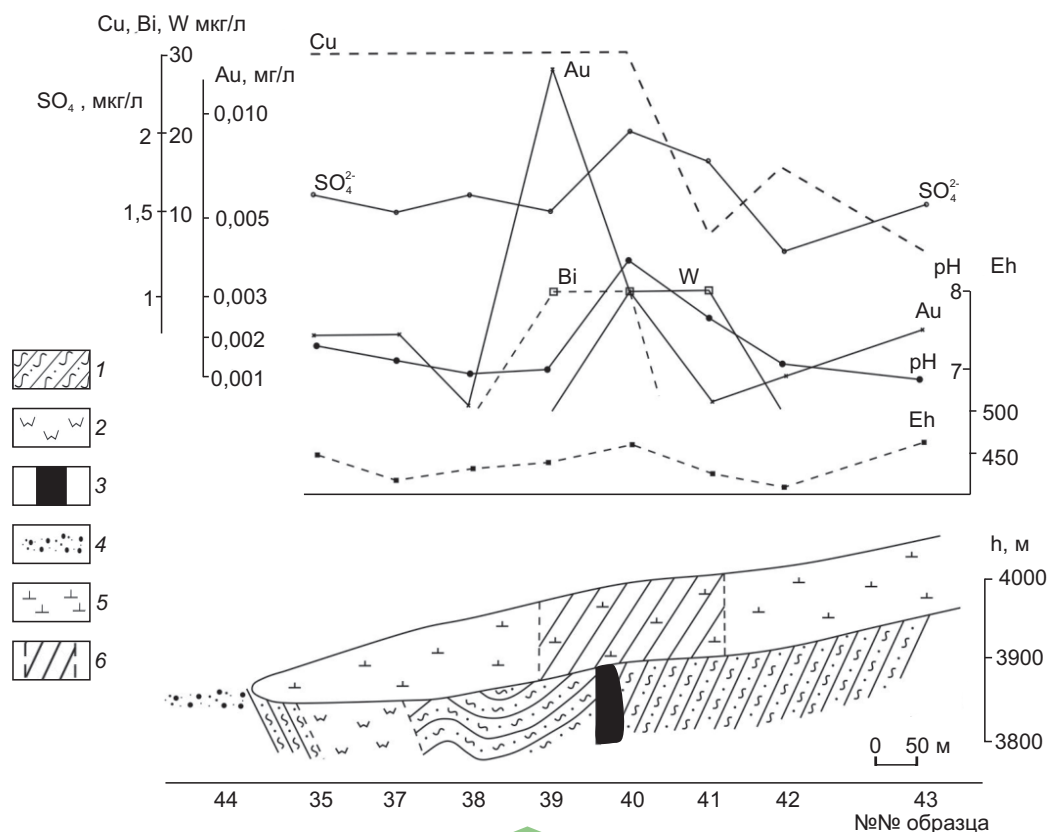


Рис. 8. Геохимические аномалии элементов-индикаторов золоторудной минерализации на поверхности ледника Боорду в эпицентре рудной зоны:

1 – метаморфические сланцы; 2 – метасоматические породы; 3 – рудные метасоматиты; 4 – морена; 5 – ледник; 6 – криогенный геохимический ореол

аномалии. Протяжённость аномалии на поверхности ледника от её центра в направлении движения льда составляет 50–100 м, при мощности льда 165 м.

По уменьшению контрастности (относительно фоновых содержаний в ледниках Ак-Шийрака) микроэлементы в КГП ледника Сары-Тор располагаются в следующий ряд: Be, Cu (10) – Zn, Sn (6) – Cr, Pb (5) – Mn, Tl, W (4) – Au, Mo (3) – TR, B (2). Криогенное геохимическое поле ледника Сары-Тор отличается слабой аномалией основных элементов-индикаторов оруденения – W и Au. Концентрация золота в центре аномалии – 0,012 мкг/л, уже на расстоянии 50–100 м снижается до фоновой – 0,001 мкг/л. Низкая контрастность аномалий на поверхности ледника Сары-Тор может быть обусловлена сравнительно большим содержанием моренного обломочного материала во льдах его придонной части.

Район ледника Боорду, расположенного на юго-западном фланге Кумторского рудного поля, оценивается как перспективный на обнаружение рудного тела. На поверхности ледника (в нижней части его языка) было обнаружено комплексное КГП элементов типоморфных для рудного тела и эндогенного ореола: Au, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb, W, Bi, V, Cr, сульфаты (рис. 8). Протяжённость аномалии на поверхности ледника от её центра по направлению движения льда достигает 200–250 м, при толще льда мощностью 100 м.

Строение криогенных геохимических полей на ледниках месторождения Кумтор характеризуется качественными (химические элементы и соединения) и количественными (концентрация элементов, протяжённость ореолов) показателями, закономерно распределяющимися в толще льда на поверхности. Состав криогенных геохимических полей (КГП) ледников отражает состав

рудных тел и эндогенных ореолов на месторождении Кумтор (табл. 2).

Вертикальный диапазон криогенных геохимических полей теоретически может достигать сотен метров, установленная мощность их проявления на месторождении Кумтор ограничивается толщиной льда исследованных ледников – до 175 м [2, 13].

Образование локальных геохимических полей на поверхности ледника происходит в результате восходящей криогенной миграции химических элементов, в том числе и рудных, от рудного тела (эндогенного ореола) к поверхности в толще ледникового льда. Состав КГП соответствует составу рудного тела и эндогенного ореола. Над более богатыми участками рудного тела в леднике образуются и более контрастные геохимические аномалии. Вертикальный диапазон миграции элементов-индикаторов и, соответственно, мощность наложенного ореола ограничиваются мощностью льда и колеблются от 50–60 (ледник Лысый) до 165–175 м (ледники Давыдова, Петрова, Сары-Тор).

Этот процесс аналогичен криогенному солевому рассеиванию рудных компонентов в многолетнемёрзлых рыхлых отложениях [13].

Разработанные российскими геохимиками [5, 13 и др.] представления об особенностях геохимических процессов в криолитозоне позволили выявить и исследовать неизвестное ранее явление криогенного солевого рассеивания рудных компонентов, заключающееся в том, что при отрицательной температуре в многолетнемёрзлых рыхлых отложениях, перекрывающих рудные тела, происходит миграция рудных компонентов в направлении от рудного тела к поверхности земли, обусловленная градиентом концентрации солей в незамерзающих сверхтонких плёнках связанной воды. При этом формируются наложенные криогенные ореолы рассеяния над глубокозалегающими рудными объектами.

Высокая скорость формирования геохимических полей, их морфология и характер распределения положительно и отрицательно заряженных ионов во льдах на поверхности ледников удовлетворительно объясняются электрохимической моделью их образования [4, 9].

Формирование локальных криогенных геохимических полей рудных тел на ледниках делает возможными поиски месторождений полезных ископаемых, перекрытых мощными толщами ледниковых покровов. Ледниковые системы

Табл. 2. Состав криогенных геохимических полей ледников и эндогенных ореолов на месторождении Кумтор

Ледник	Состав криогенных геохимических полей на поверхности ледника	Протяжённость КГП, м	Мощность ледника, м	Источник КГП
Петрова	Au, W, V, Cr, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb, Bi	250	70–173	Рудная минерализация
Лысый	Cu, Zn, W, Au, Cr	200	60	Рудное тело
Давыдова	Au, Pb, Cr, Cu, Mo, W, Sn, Na, S	200–600	85–175	Рудное тело
Сары-Тор	Be, Cu, Zn, Sn, Cr, Pb, Mn, Tl, Au, Mo, TR	50–100	165	Рудное тело
Боорду	Au, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb, W, Bi, V, Cr, S	200–250	100	Рудная минерализация
№ 121*	Au, W, Ag, Cr, Cu, Zn, Mo, Sn, Pb	100–150	50–60	Рудное тело
Месторождение Кумтор [7, 12, 13]				
Эндогенные геохимические ореолы	Au, Ag, Mo, W, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Ba, Ti, Mn, V, Be, K, Na			Рудное поле
	Au, Ag, Mo, W, K, Na			Рудное тело

Примечание. * – небольшой висячий ледник в районе ледника Давыдова.

на территории России занимают площадь около 54,5 тыс. км², в пределах которой могут быть обнаружены крупные месторождения полезных ископаемых.

Поиски скрытых под ледниковыми покровами месторождений полезных ископаемых путём изучения КГП предпочтительно проводить на первой стадии при геохимическом картировании в ходе регионального геологического изучения недр и прогнозирования полезных ископаемых и на второй стадии при поисках и оценке месторождений на новых или недостаточно изученных площадях в целях выявления месторождений полезных ископаемых [8]. При прогнозно-ревизионных работах в ледниковых районах возможно применение метода поисков по КГП.

Заключение. Проведённые исследования показали, что для решения поставленных задач при поиске рудных месторождений на территориях, закрытых ледниками, перспективно применение геохимических методов.

Геохимические исследования проведены в районе высокогорного золоторудного месторождения Кумтор Срединный Тянь-Шань (Киргизия). Работы были сосредоточены на ледниках холодного и тёплого типа: Петрова, Сары-Тор, Давыдова, Лысый, № 354 и Боорду, перекрывающих минерализованную зону и рудные тела месторожде-

ния. Установлено, что во льдах ледников в эпицентрах рудных тел формируются аномалии криогенных геохимических полей (КГП). Строение КГП на ледниках месторождения Кумтор характеризуется качественными (химические элементы и соединения) и количественными (концентрация элементов, протяжённость ореолов) показателями, закономерно распределяющимися в толще льда на поверхности. Химический состав КГП ледников отражает состав рудных тел и эндогенных ореолов золото-вольфрамового месторождения Кумтор.

КГП формируются на поверхности ледников в эпицентрах рудных тел при установленной мощности льда до 175 м. Протяжённость аномалий КГП на поверхности ледников от эпицентра по направлению движения льда колеблется от 50–100 до 600 м.

Формирование КГП рудных тел на ледниках делает возможным поиски месторождений полезных ископаемых, перекрытых мощными толщами ледниковых покровов. Ледниковые системы на территории России занимают площадь около 54,5 тыс. км², в пределах которой могут быть обнаружены крупные месторождения.

Даны рекомендации по использованию КГП при прогнозно-поисковых работах в ледниковых районах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ермолин Е. Д., Немов А. Е., Попов М. В. Мерзлотно-геотермическая характеристика месторождения Кумтор // Геокриологические исследования в горах. – Якутск : Изд-во института мерзлотоведения СО РАН, 1989. – С. 31–40.
2. Макаров В. Н. Геохимические поиски месторождений перекрытых ледниками // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России : Материалы Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск : Издат. дом СВФУ, 2014. – С. 271–276.
3. Макаров В. Н. Геохимические поля в криолитозоне. – Якутск : Изд-во института мерзлотоведения СО РАН, 1998. – 116 с.
4. Макаров В. Н. Естественные электрические поля и электрохимические аномалии на месторождениях полезных ископаемых в криолитозоне / В. С. Якупов // Геофизика криолитозоны. – Якутск : Изд-во ЯГУ, 2008. – С. 228–235.
5. Мельников П. И., Иванов О. П., Макаров В. Н., Питулько В. М., Шварцев С. Л. Явление криогенной миграции химических элементов и его значение для поисков месторождений в районах многолетней мерзлоты // Доклады АН СССР. – 1988. – Т. 303, № 4. – С. 963–967.
6. Никоноров В. В., Караев Ю. В., Борисов Ф. И., Тольский В. И., Замалетдинов Т. С., Ларина Т. В., Горбанева Т. В. Золото Кыргызстана. Книга 2. Описание месторождений. Рудные. – Бишкек : Наси, 2004. – 272 с.
7. Петраков Д. А., Коваленко Н. В., Лаврентьев И. И., Усубалиев Р. А. Толщина, объём и последние изменения ледника Сары-Тор (массив Ак-Шыйрак, Внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII, №3. – С. 91–100.

8. *Положение о порядке проведения геологоразведочных работ по этапам и стадиям (твердые полезные ископаемые)*. Утверждено распоряжением Министерства природных ресурсов Российской Федерации от 5 июля 1999 г. N 83-р.
9. *Рысс Ю. С.* Геоэлектрoхимические методы разведки (введение в геоэлектрoхимию). – Л. : Недра, 1983. – 255 с.
10. *Торгоев И. А.* Ледники, золото и геоэкология Кумтора. – Рига : Lambert Academic Publishing, 2017. – 204 с.
11. *Хромова Т. Е., Носенко Г. А., Глазовский А. Ф., Муравьев А. Я., Никитин С. А., Лаврентьев И. И.* Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лёд и Снег. – 2021. – Т. 61, № 3. – С. 341–358. – DOI : 10.31857/S2076673421030093.
12. *Шевкунов А. Г., Гуда А. А., Скорынина А. А., Макнайт С. В.* Исследование минерального состава руд месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань) методами QXRD и XRF // Минералогия. – 2022. – Т. 8, № 3. – С. 79–101.
13. *Kamler P.* Крупнейшее золоторудное месторождение Кыргызстана теряет свой блеск [Электронный ресурс]. – URL : <https://centrasia.org/newsA.php?st=1342849980#gsc.tab=0> (дата обращения 04.07.2025).
14. *Makarov V. N.* The geochemical phenomenon - local geochemical fields in a glacier // Environmental Research in the Arctic, 2000. Memoirs of National Institute of Polar Research. Special Issue. – Tokyo, Japan., 2001. – № 54. – P. 271–278.
15. *Barrick Provides Update on Pascua-Lama Project* [Электронный ресурс]. – URL : <https://www.barrick.com/news/news-details/2018/Barrick-Provides-Update-on-Pascua-Lama-Project/default.aspx> (access date 04.07.2025)

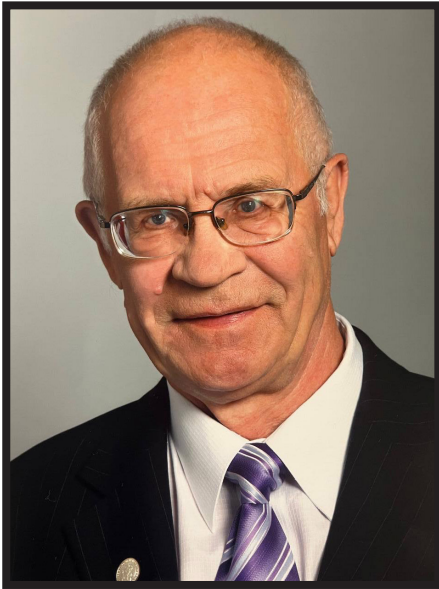
REFERENCES

1. *Ermolin E. D., Nemov A. E., Popov M. V.* Merzlotno-geotermicheskaya kharakteristika mestorozhdeniya Kumtor [Permafrost-geothermal characteristics of the Kumtor deposit], Geokriologicheskiye issledovaniya v gorakh, Yakutsk, In-t merzlotovedeniya SO AN SSSR publ., 1989, pp. 31–40. (In Russ.)
2. *Makarov V. N.* Geokhimicheskiye poiski mestorozhdeniy, perekrytykh lednikami [Geochemical prospecting of deposits covered by glaciers], Geologiya i mineral'no-syr'yevyye resursy Severo-Vostoka Rossii, Materialy Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii, Yakutsk, Izd. dom SVFU publ., 2014, pp. 271–276. (In Russ.)
3. *Makarov V. N.* Geokhimicheskiye polya v kriolitozone [Geochemical fields in the cryolithozone], Yakutsk, Izdatel'stvo Instituta merzlotovedeniya SO RAN publ., 1998, 116 p. (In Russ.)
4. *Makarov V. N.* Yestestvennyye elektricheskiye polya i elektrokhimicheskiye anomalii na mestorozhdeniyakh poleznykh iskopayemykh v kriolitozone [Natural electric fields and electrochemical anomalies at mineral deposits in the cryolithozone], Geofizika kriolitozony, Yakutsk, Izd-vo Yakutskogo universiteta publ., 2008, pp. 228–235. (In Russ.)
5. *Mel'nikov P. I., Ivanov O. P., Makarov V. N., Pitul'ko V. M., Shvartsev S. L.* Yavleniye kriogennoy migratsii khimicheskikh elementov i yego znachenije dlya poiskov mestorozhdeniy v rayonakh mnogoletney merzloty [Phenomenon of cryogenic migration of chemical elements and its significance for prospecting for deposits in permafrost areas], Doklady AN SSSR, 1988, V. 303, No. 4, pp. 963–967. (In Russ.)
6. *Nikonov V. V., Karaev Yu. V., Borisov F. I., Tolsky V. I., Zamaletdinov T. S., Larina T. V., Gorbaneva T. V.* Zoloto Kyrgyzstana. Kniga 2 Opisaniye mestorozhdeniy. Rudnyye [Gold of Kyrgyzstan. Book 2. Description of deposits. Ore], Bishkek, Nasi publ., 2004, 272 p. (In Russ.)
7. *Petrakov D. A., Kovalenko N. V., Lavrent'yev I. I., Usubaliyev R. A.* Tolshchina, ob'yom i posledniye izmeneniya lednika Sary-Tor (massiv Ak-Shyyrak, Vnutrenniy Tyan'-Shan') [Thickness, volume and recent changes of the Sary-Tor glacier (Ak-Shyyrak massif, Inner Tien Shan)], Kriosfera Zemli, 2014, V. XVIII, No. 3, pp. 91–100. (In Russ.)
8. *Polozheniye o poryadke provedeniya geologorazvedochnykh rabot po etapam i stadiyam (tverdye poleznyye iskopayemye)*. Utv. rasporyazheniyem MPR RF ot 5 iyulya 1999 g. N 83-r [Regulation on the procedure for conducting geological exploration work in stages and phases (solid minerals). Approved by the order of the Ministry of Natural Resources of the Russian Federation dated July 5, 1999 N 83-r], Moscow, MPR RF publ., 1999. (In Russ.)
9. *Ryss Yu. S.* Geoelektrokhimicheskiye metody razvedki. Vvedeniye v geoelektrokхимию [Geoelectrochemical exploration methods. Introduction to geoelectrochemistry], Leningrad, Nedra publ., 1983, 255 p. (In Russ.)

10. *Torgoyev I. A.* Ledniki, zoloto i geoekologiya Kumtora [Glaciers, gold and geoecology of Kumtor], Riga, Lambert Academic Publishing, 2017, 204 p. (In Russ.)
11. *Khromova T. Ye., Nosenko G. A., Glazovskiy A. F., Murav'yev A. Ya., Nikitin S. A., Lavrent'yev I. I.* Novyy Katalog lednikov Rossii po sputnikovym dannym (2016–2019 gg.) [New Catalog of Russian Glaciers Based on Satellite Data (2016–2019)], *Lod i Sneg*, 2021, V. 61, No. 3, pp. 341–358, DOI: 10.31857/S2076673421030093. (In Russ.)
12. *Shevkunov A. G., Guda A. A., Skorynina A. A., Maknays S. V.* Issledovaniye mineral'nogo sostava rud mestorozhdeniya Kumtor (Sredinnyy Tyan'-Shan') metodami QXRD i XRF [Study of the mineral composition of ores of the Kumtor deposit (Middle Tien Shan) by QXRD and XRF methods], *Mineralogiya*, V. 8, No. 3, 2022, pp. 79–101. (In Russ.)
13. *Katler R.* Krupneysheye zolotorudnoye mestorozhdeniye Kyrgyzstana teryayet svoj blesk [Kyrgyzstan's Largest Gold Deposit Loses Its Shine], available at: <https://centrasia.org/newsA.php?st=1342849980#gsc.tab=0> (04.07.2025) (In Russ.)
14. *Makarov V. N.* The geochemical phenomenon – local geochemical fields in a glacier, *Environmental Research in the Arctic 2000*, Memoirs of National Institute of Polar Research, 2001, Special Issue, No. 54, pp. 271–278.
15. *Barrick* Provides Update on Pascua-Lama Project, available at: <https://www.barrick.com/news/news-details/2018/Barrick-Provides-Update-on-Pascua-Lama-Project/default.aspx> (access date 04.07.2025)

Статья поступила в редакцию 29.01.25; одобрена после рецензирования 20.06.25; принята к публикации 20.06.25.
The article was submitted 29.01.25; approved after reviewing 20.06.25; accepted for publication 20.06.25.

Памяти Елисея Михайловича Веричева



14.12.1944–10.08.2025

Ушёл из жизни **Елисей Михайлович Веричев**, заслуженный геолог, кандидат геолого-минералогических наук, стоявший у истоков открытия двух алмазоносных месторождений, расположенных в Архангельской области.

тх работ в полевых условиях до должности начальника геологического отдела ОАО «Архангельскгеолдобыча», где он работал до 2015 г. В процессе напряжённой полевой работы Елисей Михайлович постоянно трудился над повышением своей квалификации. В 1978 г. заочно окончил Воронежский Государственный университет и получил диплом инженера-геолога, а в 2002 г. защитил кандидатскую диссертацию.

Елисей Михайлович Веричев внёс выдающийся вклад в развитие геологии и алмазной отрасли Поморья. Участвовал в открытии и изучении первых в Европе трубок взрыва в районе Неноксы на Онежском полуострове, а также в комплексной геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 Беломорско-Кулойского плато, в процессе которой отряд под его руководством открыл силлы кимберлитов на реке Мела. Это послужило основанием для последующих работ, приведших к открытию Архангельской алмазоносной провинции. Елисей Михайлович является одним из авторов геологической карты масштаба 1 : 200 000 Беломорско-Кулойского плато, автором схемы геологического строения кристаллического фундамента Зимнебережного алмазоносного района. Он был одним из первых специалистов, нашедших алмазы в Архангельской области, и был в числе первооткрывателей месторождений алмазов им. М. В. Ломоносова

Путь Елисея Михайловича в геологию, которой он посвятил более полувека, во многом определила случайность. После окончания школы в небольшом селе Вологодской области он, как и многие его ровесники, собирался поступать в Вологодский молочный институт. Однако судьба распорядилась иначе: младший брат Николай заметил в газете объявление о наборе в геологический техникум в Кировске Мурманской области. Так началась дорога Елисея Михайловича в профессию, ставшую делом всей его жизни.

С 1964 г. Елисей Михайлович проработал в течение двух лет в составе геологических экспедиций в Якутии и в Красноярском крае.

В 1966 г. в Поморье устроился техникум-геологом, присоединившись к составу Архангельской комплексной геологической экспедиции. За полвека работы Е. М. Веричев прошёл все ступени профессии: от выполнения самых прост-

и им. В. Гриба. Именно Е. М. Веричев открыл трубку «Поморскую» месторождения им. М. В. Ломоносова, вокруг которой впоследствии было обнаружено множество других кимберлитовых трубок. В 1989 г. он стал лауреатом Государственной премии СССР «за открытие и подготовку к освоению нового месторождения минерального сырья».

Трудовой путь Елисея Михайловича отмечен множеством наград, среди которых звание заслуженного геолога, орден «Знак Почета», нагрудный знак «Первооткрыватель месторождения» Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации, почётная грамота Министерства энергетики Российской Федерации, почётная грамота и благодарственное письмо губернатора Архангельской области. В 2019 г. именем Елисея Веричева назван уникальный алмаз весом 127,34 карата, добытый на горно-обогатительном комбинате им. В. Гриба.

Выражаем глубокие соболезнования родным и близким Елисея Михайловича. Память о нём увековечена выдающимися результатами его труда и навсегда сохранится в сердцах всех, кто его знал.

Генеральный директор АО «АГД-Даймондс»

М. С. Баков

Министр природных ресурсов
и лесопромышленного комплекса Архангельской области

А. В. Шевелева