

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 1 / 2026

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

Кузнецов В. В., Серавина Т. В., Кузнецова Т. П., Кузнецова С. В., Донец А. И., Иваненкова Е. В., Конкина А. А.
Озёрное колчеданно-свинцово-цинковое месторождение: особенности и условия накопления вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия 3

Степанов В. А.

Перспективы выявления золотого оруденения нового типа в гранитных массивах Приамурской провинции .. 40

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.

Типоморфизм алмазов трубки Снегурочка (Архангельская область) по данным ИК-спектроскопии 49

Уютов В. И.

Калиевые метасоматиты регионального типа, их роль и место в происхождении мезозойских рудоносных систем Алдано-Станового щита 63

Петроченков Д. А., Фомина М. И., Чижова И. А.

Микровключения и элементы-примеси в кристаллах касситерита месторождения Каньон, Магаданская область 84

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

90-летие Бориса Игоревича Беневольского 97

К 110-летию со дня рождения Давида Иосифовича Горжевского, основателя научно-прикладной школы исследований полиметаллических месторождений 99

Редакция: *Т. М. Папеско, А. П. Фунтикова*
Компьютерная верстка: *В. Р. Марченко*

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 23.03.2026

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»

Озёрное колчеданно-свинцово-цинковое месторождение: особенности и условия накопления вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия

Аннотация. Рассматриваемое колчеданно-свинцово-цинковое месторождение Озёрное входит в число наиболее значимых объектов Российской Федерации по запасам свинца и цинка. Оно приурочено к Удино-Витимской структурно-формационной зоне (СФЗ). Его геологическое строение, а также процессы генезиса долгое время являются предметом научных дискуссий, включая радикально различающиеся трактовки. На основе обобщения материалов предыдущих исследований составлена схема районирования Удино-Витимской СФЗ с указанием положения в её структуре данного месторождения. В пределах Озёрнинского рудного узла главную промышленную ценность представляет свинцово-цинковая минерализация, подразделяемая на два промышленно-генетических типа: колчеданно-полиметаллические залежи среди вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород и полиметаллические (галенит-сфалерит-халькопирит-пирротинные) жилы, зоны вкрапленности и скарново-метасоматические залежи в карбонатных и карбонатно-вулканогенных породах. Геологический разрез месторождения сложен породами верхней и нижней подсвит олдындинской свиты, в нём выделяются три рудовмещающих горизонта. Месторождение занимает положение в дистальной фациальной обстановке между двумя палеоцентрами вулканической деятельности. По своей принадлежности оно относится к типу VMS и отличается надвулканическим положением рудных тел, пространственно связанных с рифогенными постройками. Для рудных залежей установлена ритмично-слоистая и градационно-слоистая зональность. Новые сведения о вещественном составе руд получены в результате изучения их основных типов с применением сканирующей электронной микроскопии. О возможном формировании древних колчеданных руд по модели, аналогичной современным «чёрным курильщикам», свидетельствуют холмообразная форма проксимальных рудных залежей, широкое распространение брекчиевых, градационно-слоистых и иных текстур, образованных за счёт обломочного материала самих гидротермальных построек, а также осаждения тонкодисперсного рудного вещества из восходящих плюмов. Ярусное расположение рудных тел позволяет предполагать возможность наращивания рудной массы в нижних, уже частично погребённых залежах, посредством процессов замещения в придонной, слабопроницаемой среде.

Ключевые слова: Удино-Витимская СФЗ, Озёрное месторождение, VMS, свинец, цинк.

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

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

КУЗНЕЦОВА ТАТЬЯНА ПЕТРОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, kuznetsova@tsnigri.ru

КУЗНЕЦОВА СВЕТЛАНА ВЛАДИМИРОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, skuznetsova@tsnigri.ru

ДОНЕЦ АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук

ИВАНЕНКОВА ЕЛЕНА ВЛАДИМИРОВНА, старший научный сотрудник, ivanenkova@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

The Ozernoe lead-zinc massive sulfide deposit: its geological features and the Lower Cambrian volcanosedimentary sequence accumulation conditions

V. V. KUZNETSOV, T. V. SERAVINA, T. P. KUZNETSOVA, S. V. KUZNETSOVA, A. I. DONETS, E. V. IVANENKOVA, A. A. KONKINA

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

Abstract. The Ozernoe lead-zinc massive sulfide deposit is one of the most significant objects of the Russian Federation in terms of the lead and zinc reserves. The ore deposit is confined to the Udina-Vitim structural and formation zone (SFZ), and its geological features and genesis have long been the subject of scientific debate, including radically different interpretations. Position of this ore deposit in the regional structure is indicated on the schematic metallogenic map of the Udina-Vitim SFZ, compiled based on generalization of the retrospective data. The main industrial value within the Ozernoe ore cluster belongs to the lead-zinc mineralization that is divided into two industrial and genetic types: (1) the polymetallic VMS lodes in volcanic and volcanosedimentary rocks and (2) polymetallic (galena-sphalerite-chalcopyrite-pyrrhotite) veins, dissemination zones, and skarn-metasomatic lodes in carbonate and carbonate-volcanogenic rocks. The geological section of the ore deposit is composed of rocks of the upper and lower sub-formations of the Oldyndinskaya Formation and includes three ore-bearing horizons. The deposit formed in a distal facial setting between two paleocenters of volcanic activity. It is assigned to the VMS type and is characterized by a supra-volcanic position of the ore bodies and by their spatial relation to reef structures. The ore lodes were revealed to possess rhythmically layered and gradational layered zonalities. New information on the composition of the ores was obtained due to studying their main types using scanning electron microscopy. The possibility of formation of the ancient massive sulfide ores according to a model of the recent "black smokers" is evidenced by the hill-like shape of the proximal ore lodes; by the widespread distribution of the brecciform, gradational layered, and other textures formed at the expense of detrital material of the hydrothermal structures themselves; and by deposition of finely dispersed ore matter from ascending plumes. The tiered-style arrangement of the ore bodies suggests the possibility of additional ore mass accumulation in the lower lodes, that had already been partially buried, through processes of substitution in a subseafloor, poorly permeable environment.

Key words: Udina-Vitim SFZ, Ozernoe deposit, VMS, lead, zinc.

Введение. Озёрное колчеданно-свинцово-цинковое месторождение – одно из крупнейших месторождений свинца и цинка в Российской Федерации. Оно расположено в пределах Удино-Витимской структурно-формационной зоны, Еравнинской подзоны, одноимённого рудного района, Озёрнинского рудного узла. Месторождение имеет богатую историю изучения с большим количеством точек зрения (вплоть до диаметрально противоположных) о его геологическом строении и механизмах формирования.

Сотрудники ЦНИГРИ, в том числе авторы настоящей статьи, на протяжении восьми лет (в период разведки и подсчёта запасов месторождения) занимались его изучением. В частности, впервые была высказана и доказана синклиналичная структура и этажное расположение рудных тел [4]. В современный период дополнительно был собран и изучен каменный материал, который в комплексе с ранее полученными и проинтерпретированными данными лёг в основу настоящей статьи.

Удино-Витимская структурно-формационная зона. К югу от Байкальской горной области и к юго-востоку от восточного побережья оз. Байкал обширные площади Западного Забайкалья заняты разновозрастными гранитоидами крупнейшего Ангаро-Витимского батолита. В них расположены разновеликие останцы нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород, фиксирующих структуры ранних каледонид преимущественно северо-восточного простирания. По литологическому составу, объёмному соотношению пород и характеру распределения продуктов вулканической деятельности на территории Удино-Витимской СФЗ выделяются две структурно-формационные подзоны: внутренняя – Еравнинская, с широким развитием вулканогенных формаций и внешняя – Курбинская, с существенно карбонатным осадконакоплением. На основе данных [8, 9 и др.] составлена схема районирования Удино-Витимской структурно-формационной (минерагенической) зоны (рис. 1).

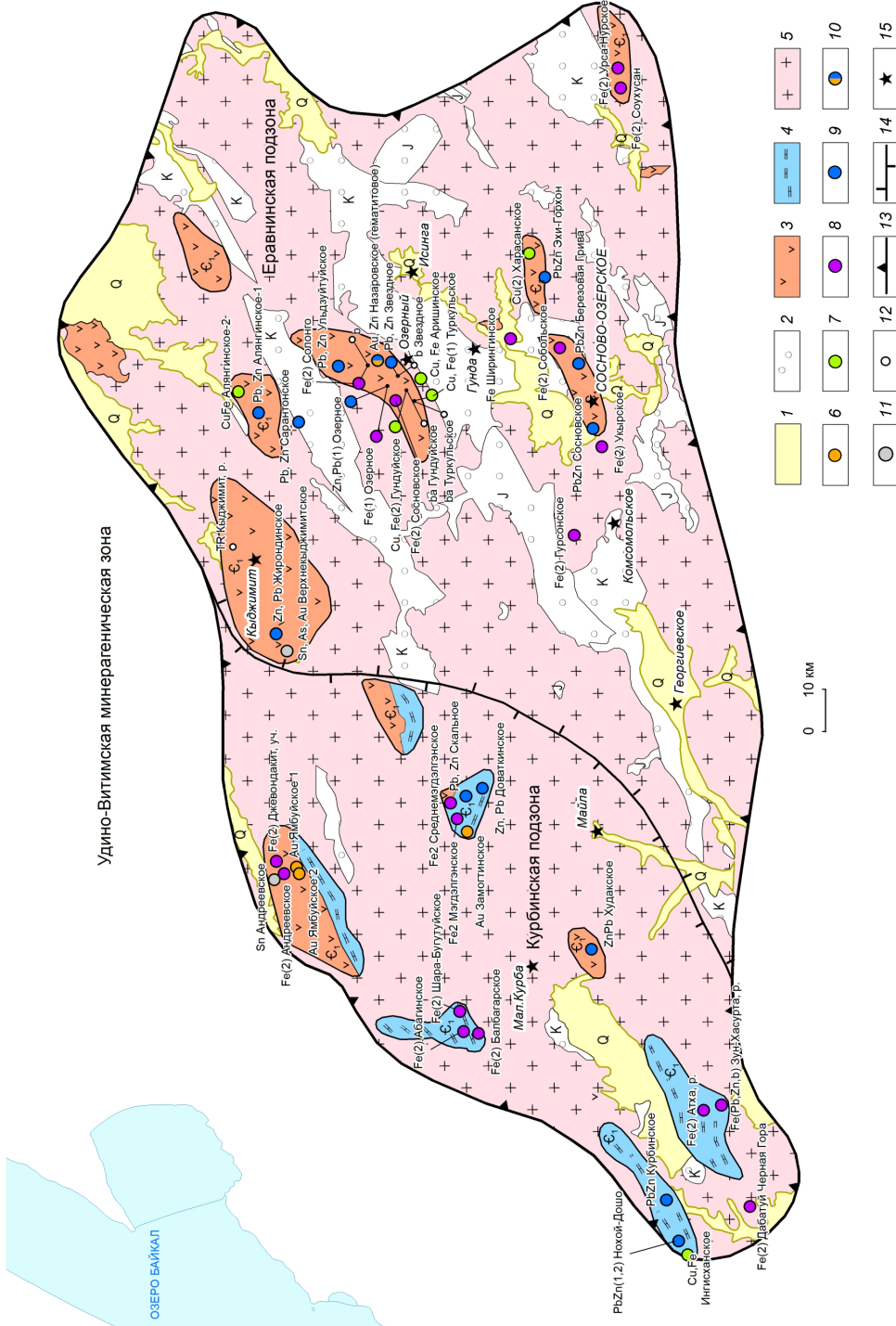
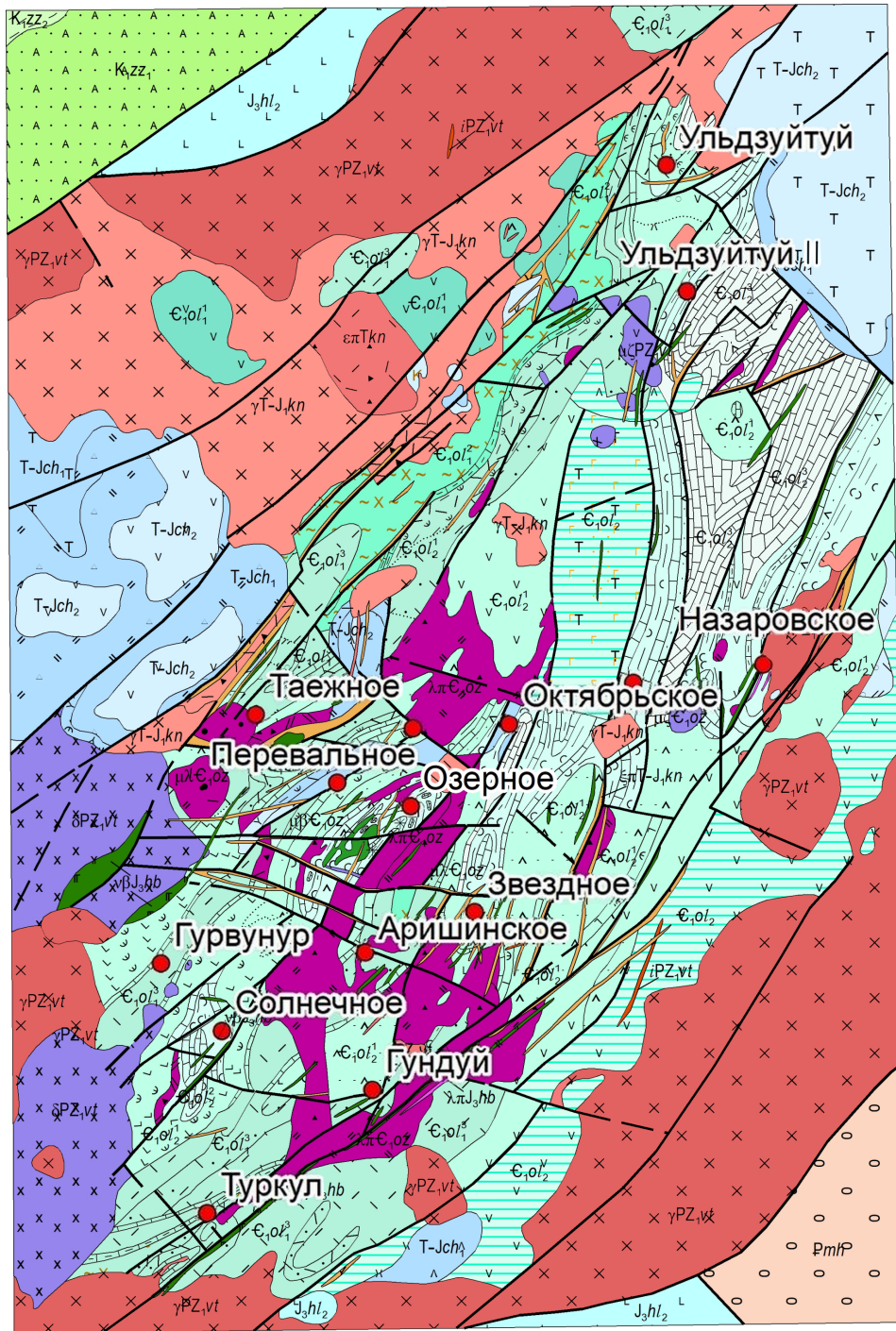
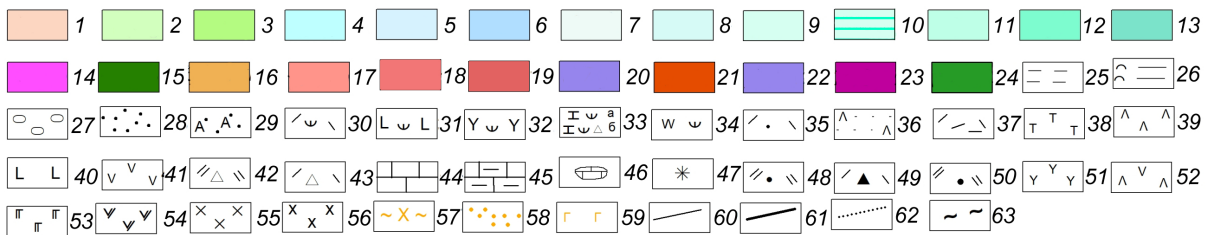


Рис. 1. Схема Удино-Витимской структурно-формационной (минералогической) зоны, с использованием материалов [9, 10]:

1–4 – отложения; 1 – четвертичные (Q), 2 – перекрывающие юрско-меловые (J, K), 3–4 – рудоносные; 5 – терригенно-карбонатно-вулканогенные ольдинской свиты, 4 – доломито-известняковые курбинской свиты; 6 – раннепалеозойские и триасовые интрузии Витимканского и Куналейского комплексов (без расчленения); 6–12 – месторождения и рудопроявления: 6 – золоторудные, 7 – медные и железо-медные, 8 – железорудные, 9 – свинцово-цинковые, 10 – свинцово-цинковые золотосодержащие, 11 – оловянно-мышьяковые, 12 – барит-полиметаллические; 13–14 – границы; 15 – Удино-Витимской СФ3, 14 – структурно-формационных подзон; 15 – населённые пункты



0 2 km



Удино-Витимская структурно-формационная (минерагеническая) зона имеет определённую металлогеническую специализацию. Рудоносность в пределах Курбинской подзоны отмечалась ещё М. М. Тетяевым [54], позднее П. М. Хреновым и Н. И. Рафиенко [59], а также другими исследователями. Подчёркивалась приуроченность оруденения к осадочно-вулканогенным породам, а полиметаллических проявлений – к карбонатным породам нижнего кембрия. В 1960-х гг. в результате интенсивных геолого-геофизических работ на территории Удино-Витимской СФЗ в останцах нижнекембрийских пород в Еравнинской и Курбинской подзонах был открыт ряд новых железорудных, колчеданных, медных, колчеданно-полиметаллических, полиметаллических, марганцевых и фосфорных месторождений и рудопроявлений, относящихся к скарновому, гидротермально-метасоматическому и гидротермально-осадочному генетическим типам [3, 6, 19, 26, 29, 41, 50, 57 и другие].

Так, А. А. Крупский и В. Ф. Рукавец [28] отмечали приуроченность свинцово-цинковой минерализации к карбонатным толщам Курбинской подзоны краевой зоны геосинклинали, а колчеданно-полиметаллических руд – к осадочно-вул-

каногенным толщам Еравнинской подзоны внутренней зоны.

В Еравнинской подзоне рудоносными преимущественно являются терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения олдындинской свиты. С отложениями свиты генетически и парагенетически связаны месторождения колчеданно-полиметаллические, железо-скарновые, сидеритовые, медно-баритовые и боровые. В пределах Еравнинской подзоны выделяются несколько рудных узлов, в том числе Озёрнинский, в состав которого входит одноимённое месторождение.

Озёрнинский рудный узел находится в южной части Удино-Витимской СФЗ и в структурном отношении соответствует одноимённому блоку первого порядка (см. рис. 1).

Площадь рудного узла, такая же как и площадь блока, т. е. 80 км². В геологическом строении рудного узла (рис. 2) принимают участие стратифицированные образования нижнего кембрия и триасово-раннеюрского возраста. На большей части площади рудного узла обнажаются породы вулканогенных пачек среднего и кислого состава, а также субвулканические интрузии автомагматических брекчий риолитового и дацитового состава. Пачка туфогенно-осадочных пород, к которой

Рис. 2. Геологическая карта Озёрнинского рудного узла, с использованием материалов [4]:

1 – палеоген, мохейская свита (Pmh); 2–3 – нижний мел, зазинская свита: 2 – верхняя (K_1zz_2) и 3 – нижняя (K_1zz_1) подсвиты; 4 – верхняя юра, хилокская свита, верхняя посвита (J_3hl_2); 5–6 – триас–нижняя юра, цаганхунтейская свита: 5 – верхняя ($T-Jch_2$) и 6 – нижняя подсвита ($T-Jch_1$); 7–13 – нижний кембрий, олдындинская свита: 7–9 – верхняя подсвита, пачки: 7 – верхняя ($\epsilon_1 o l^3_2$), 8 – средняя ($\epsilon_1 o l^2_2$), 9 – нижняя ($\epsilon_1 o l^1_2$); 10–13 – нижняя подсвита, пачки: 10 – нерасчленённая ($\epsilon_1 o l_2$), 11 – верхняя ($\epsilon_1 o l^3_1$), 12 – средняя ($\epsilon_1 o l^2_1$), 13 – нижняя пачка ($\epsilon_1 o l^1_1$); 14–22 – интрузивные породы: 14–15 – верхняя юра, Хурае-Байбинский комплекс, дайки и штоки: 14 – риолиты ($\lambda \pi J_3 hb$), 15 – долериты ($\nu \beta J_3 hb$); 16–18 – триас–нижняя юра, Куналейский комплекс: 16 – дайки сиенит-порфириров и граносиенитов ($\xi \pi T - J_1 kn$), 17 – граниты ($\gamma T - J_1 kn$), 18 – ортофиры и их эруптивные брекчии ($\epsilon \pi T kn$); 19–21 – нижний палеозой, Витимканский комплекс: 19 – граниты ($\gamma PZ_1 vt$), 20 – диориты ($\delta PZ_1 vt$), 21 – дайки аплитов и аплит-пегматитов ($i PZ_1 vt$); 22–24 – нижний кембрий, Озёрнинский комплекс: 22 – андезиты и андезидациты ($\mu \zeta \epsilon_1 oz$), 23 – автомагматические брекчии риолитов и риодацитов ($\lambda \pi \epsilon_1 oz$), 24 – диабазы ($\mu \beta \epsilon_1 oz$); 25 – алевролиты и аргиллиты; 26 – туфоалевролиты, алевритовые туфы туффиты, туфопесчаники; 27 – конгломераты и галечники; 28 – песчаники; 29 – аркозовые песчаники; 30–32 – туфы: 30 – кислого, 31 – основного и 32 – щелочного составов; 33 – чередование известковых алевролитов и туффитов разного состава (a), с брекчиями (b); 34 – чередование туффитов и углеродистых алевролитов; 35 – туфы и туфолавы кислого состава; 36 – туфы и туфолавы среднего состава; 37 – риолиты, риодациты; 38 – трахиты; 39–41 – лавы: 39 – дацитов, 40 – андезитов и андезидацитов, 41 – базальтов и андезибазальтов; 42 – агломератовые туфы и туфолавы трахитов; 43 – агломератовые туфы и туфолавы риодацитов; 44 – известняки; 45 – слоистые известняки; 46 – известняковые брекчии; 47 – сидериты; 48 – риолиты и риодациты; 49 – эруптивные брекчии трахитов; 50 – автомагматические брекчии риолитов и риодацитов; 51 – сиениты; 52 – андезиты и андезидациты; 53 – габбро-долериты; 54 – диабазы; 55 – граниты; 56 – диориты; 57 – сланцы кварцево-хлорит-серицитовые; 58 – ороговикование; 59 – гранитизация; 60 – геологические границы; 61 – разломы; 62 – фациальные границы; 63 – зоны расланцевания

Таблица. Геологическая характеристика Озёрнинского рудного узла

Литологические пачки и интрузии, слагающие рудный узел	Литологический состав стратиграфических подразделений (в %)				Условия залегания стратифицированных пород и формы интрузий
	Породы				
	Карбонатные	Вулканогенно-осадочные	Вулканогенные среднего состава	Вулканогенные кислого состава	
Пачка органогенных известняков	75–80	20–25	–	–	В ядрах синклиналей
Туфогенно-осадочная пачка	30	40	–	30	В ядрах и крыльях синклиналей
Пачки вулканогенных пород кислого состава	40–20	10–15	–	45–70	В рядах и крыльях антиклиналей
Туфогенно-осадочная пачка	5–10	90–95	–	–	В ядрах синклиналей
Триасовые вулканогенные образования:	–	20–30	–	70–80	В грабен-синклиналиях
1) автомагматические брекчии риодацитов					Субпластовые и крутопадающие тела
2) диабазы					Субпластовые дайки
3) риолиты и дациты					Штоки и вулканические некки
4) андезиты					Дайки субширотные и северо-западного простирания
Витимканский комплекс:					
1) диориты и гранодиориты					Небольшие массивы по краям рудного узла
2) граниты II фазы					Один шток и несколько даек
Куналейский комплекс:					
1) агломератовые фации					Вулканические некки
2) субщелочные граниты и сиенит-порфиры					Протяжённые дайки субширотного и северо-восточного простирания
Уррас-байбинский комплекс:					
долериты					Редкие дайки северо-восточного простирания

приурочены основные промышленные залежи колчеданно-полиметаллических руд, имеет в рудном районе наибольшую мощность. Геологическая характеристика рудного узла приведена в таблице.

В составе вулканогенных пород кислого состава в Озёрнинском рудном узле преобладают лавовые и туфовые фации кислого состава. Разнообломочные туфы андезитов и андезидацитов, развитые в северной части узла, к югу постепенно сменяются вулканогенно-осадочными породами. Интрузии Витимканского комплекса проявились только по периферии рудного узла в приподнятых блоках, они в большинстве случаев представлены гранодиоритами и диоритами первой фазы внедрения.

Наибольшее промышленное значение в Озёрнинском рудном узле имеет свинцово-цинковое оруденение, которое представлено двумя промышленно-генетическими типами: колчеданно-полиметаллические залежи среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и полиметаллические (галенит-сфалерит-халькопирит-пирротиновые) жилы, зоны вкрапленности и скарново-метасоматические залежи в карбонатных и карбонатно-вулканогенных породах. На рис. 3 показано положение основных полиметаллических месторождений и рудопроявлений в разрезе нижнекембрийских вулканогенно-осадочных отложений. Колчеданно-полиметаллические руды в Озёрнинском рудном узле тесно ассоциируют с субвулканическими интрузиями раннекембрийского возраста, которые широко развиты в пределах узла.

Геологическая характеристика месторождения. Месторождение Озёрное расположено в центральной части Озёрнинского рудного узла, в пределах одноимённого рудного поля. Данное рудное поле характеризуется большой мощностью (более 1500 м) нижнекембрийских отложений и глубоким, по данным геофизики, залеганием (на глубине более 2000 м) кровли гранитов Витимканского комплекса.

Участок месторождения сложен породами верхней и нижней подсвит олдындинской свиты (рисунки 4, 5), в пределах которых выделяются три рудоносных уровня. В настоящее время промышленное значение имеет верхний уровень, где сосредоточены основные запасы месторождения.

Рудные тела *верхнего рудоносного уровня* локализируются в пачке переслаивания известняков, известняковых брекчий, туфов в туфогенно-оса-

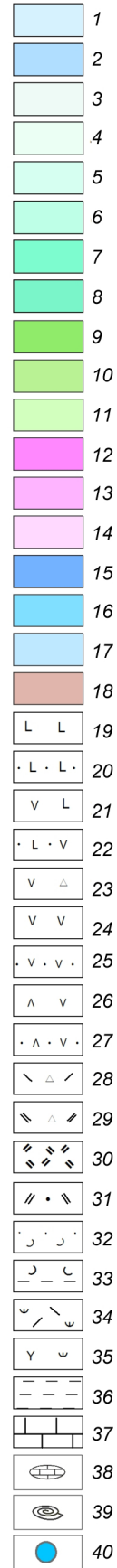
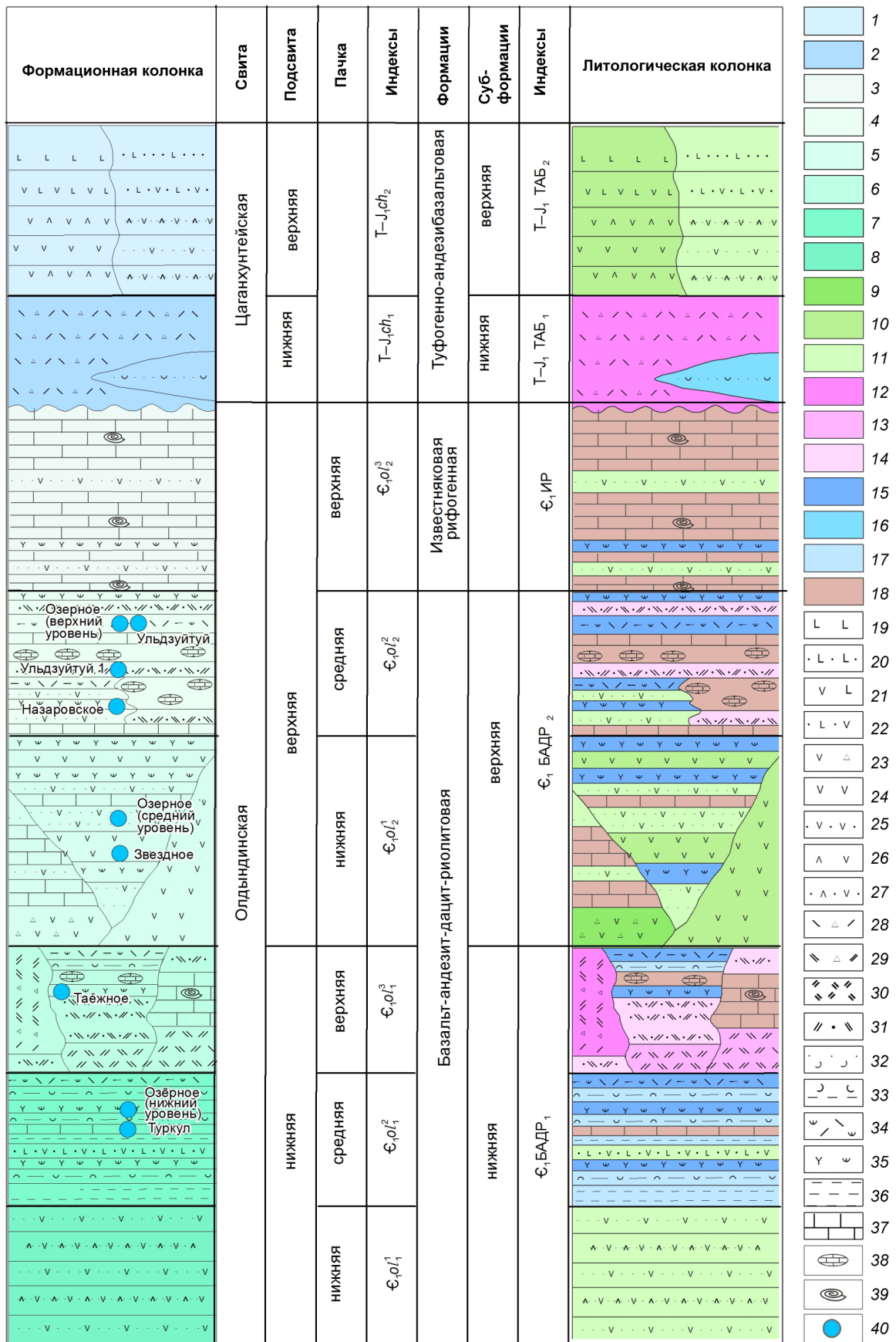
дочных породах верхней подсвиты олдындинской свиты нижнего кембрия, в составе которой выделяются туффитовый, первый и второй продуктивные, а также кристаллотуфовый горизонты (рис. 6) [18].

1. *Туффитовый горизонт.* Породы описываемого горизонта постепенно выклиниваются в направлении от ядра Озёрной синклинали к её юго-восточному крылу, где они срезаются субвулканической интрузией. В составе горизонта выделяются два ритма. Нижний ритм сложен тёмно- и зеленовато-серыми тонкообломочными слоистыми туффитами с маломощными прослоями углистых алевролитов, туфопесчаников, известняков и разнообломочных туфов. В основании ритма залегают известняковые брекчии и гравелиты. Часто ритм заканчивается прослоями или линзами колчеданно-полиметаллической руды. На северо-восточном фланге месторождения в нижнем ритме широко развиты разнообломочные туфы кислого состава.

Верхний ритм более выдержан. Его нижняя часть сложена биогермными известняками, известняковыми брекчиями и туфогравелитами. Цемент последних пиритизирован. На указанных породах залегают ритмично-слоистые известковистые туффиты, туфопесчаники и туфогравелиты, а также углистые алевролиты. Мощность слоёв колеблется от 1–10 до 0,3–0,5 м. Заканчивается разрез горизонта углистыми алевролитами мощностью от 5–7 до 10 м, в верхней части которых часто отмечается пирит-галенит-сфалеритовая минерализация. Общая мощность туффитового горизонта колеблется в пределах 80–120 м.

2. *Первый продуктивный горизонт.* В его состав входят карбонатные вулканогенно-обломочные породы, вмещающие колчеданно-полиметаллические рудные тела 8–12. В составе горизонта выделяются два подгоризонта. Нижний сложен известняками, брекчиями и туфогравелитами, реже туффитами и пространственно тяготеющими к ним колчеданно-полиметаллическими рудами (рудные тела 10–12). Карбонатные породы преобладают в ядре и на юго-восточном крыле Озёрной синклинали, туффиты и руды распространены в северо-западном крыле и отчасти в ядре синклинали. Мощность нижнего подгоризонта в ядре и юго-восточном крыле составляет 100–120 м, а в северо-западном крыле – 30–50 м.

Верхний подгоризонт сложен пластами разнозернистых туффитов, различных туфов и пласто-



образными рудными телами 8 и 9. В ядре синклинали преобладают туффиты, сменяющиеся в северо-западном крыле кристаллокластическими и витрокластическими туфами кислого состава. Мощность пластов – 415 м. Здесь же отмечены среднеобломочные игнимбриты мощностью 10–14 м в ядре синклинали и 4–7 м в северо-западном крыле. На юго-восточном крыле вулканогенно-осадочные породы замещены сидеритами. Общая мощность подгоризонта составляет 40–150 м.

3. *Второй продуктивный горизонт* сложен сидеритами и интенсивно сидеритизированными породами. Наиболее интенсивно сидеритизация проявилась в юго-восточном крыле синклинали, вдоль которого проходит Солнечно-Озёрнинский разлом северо-восточного простирания. В основании горизонта залегают известняки и известняковые брекчии (мощность 10–30 м в северо-западном крыле и 30–50 м в юго-восточном), вмещающие рудное тело 7. На известняковых брекчиях залегают ритмично-слоистые породы, мощностью 5–20 м (туфогравелиты, туфы кислого состава и туффиты), вмещающие рудные тела 6, 3, 2 и 1. Выше залегают сидериты, развитые по разнообломочным туфам, туффитам, туфогравелитам и известнякам. Их мощность – 5–15 м. Размер обломков уменьшается от юго-восточного крыла к северо-западному. Заканчивается разрез ритмично-слоистыми породами, не затронутыми

сидеритизацией. Ритм начинается известняковыми брекчиями и туфогравелитами, которые перекрываются туфопесчаниками, среднезернистыми кристаллотуфами, туффитами и углистыми алевролитами. Мощность ритма – 15–20 м. Мощность второго продуктивного горизонта колеблется от 50–90 м на северо-западном крыле синклинали до 100–120 м на юго-восточном.

4. *Кристаллотуфовый горизонт*. В составе горизонта выделяются два подгоризонта. Нижний сложен серыми сахаровидными известняками и известняковыми брекчиями. Иногда в низах подгоризонта вскрываются известковистые туфогравелиты, туфопесчаники, кристаллотуфы, известковистые туффиты. Мощность подгоризонта обычно составляет 15–55 м, достигая в ядре синклинали 70 м.

Верхний подгоризонт (кристаллотуфовый) сложен псефитовыми и псаммитовыми кристаллокластическими и литокластическими туфами и лавами кислого состава мощностью более 120 м. Общая мощность горизонта – до 190 м.

Описанные породы являются вмещающими для рудных тел, объединяемых в верхний рудоносный уровень. Кроме этого горизонта, на месторождении вскрыты залежи бедных колчеданно-полиметаллических руд, объединяемые в средний и нижний рудоносные уровни. Рудные тела среднего уровня залегают среди пород пачки

Рис. 3. Положение основных месторождений и рудопроявлений свинца и цинка в разрезе Озёрнинского рудного узла:

1–8 – **формационная легенда:** 1–2 – туфогенно-андезибазальтовая формация (цаганхунтейская свита): 1 – верхняя субформация, 2 – нижняя субформация; 3 – известняковая рифогенная формация (олдындинская свита, верхняя подсвита, верхняя пачка); 4–8 – базальт-андезит-дацит-риолитовая (олдындинская свита): 4–5 – верхняя субформация: 4 – средняя и 5 – нижняя пачки, 6–8 – нижняя субформация: 6 – верхняя, 7 – средняя и 8 – нижняя пачки; 9–18 – **фациальная легенда:** 9–11 – фации вулканогенных пород основного состава: 9 – околожерловая зона (лавобрекчии андезибазальтов и андезитов), 10–11 – промежуточная зона: 10 – лавы андезитов, андезибазальтов, базальтов, 11 – туфы базальтов, андезибазальтов и андезитов, 12–14 – фации вулканогенных пород кислого состава: 12 – околожерловая зона: лавобрекчии риолитов, риодацитов, 13–14 – промежуточная зона: 13 – лавы риолитов, риодацитов, дацитов, 14 – мелко- и среднеобломочные туфы риолитов, риодацитового и дацитового состава, 15–18 – фации вулканогенно-осадочных пород: удалённая зона: 15 – туффиты разного состава, 16 – туфопесчаники, 17 – туфоалевролиты, алевролиты, 18 – известняки; 19–38 – **литологическая легенда:** 19 – лавы базальтов, 20 – туфы базальтов, 21 – лавы андезибазальтов, 22 – туфы андезибазальтов, 23 – лавобрекчии андезитов, 24 – лавы андезитов, 25 – туфы андезитов, 26 – лавы андезидацитов, 27 – туфы андезидацитов, 28 – лавобрекчии риолитов, 29 – лавобрекчии дацитов, 30 – лавы риолитов, 31 – туфы риолитов мелкообломочные и среднеобломочные, 32 – туфопесчаники, 33 – туфоалевролиты, 34 – туффиты кислого состава, 35 – туффиты разного состава, 36 – алевролиты, 37 – известняки, 38 – известковистые брекчии; 39 – фауна; 40 – месторождения и рудопроявления

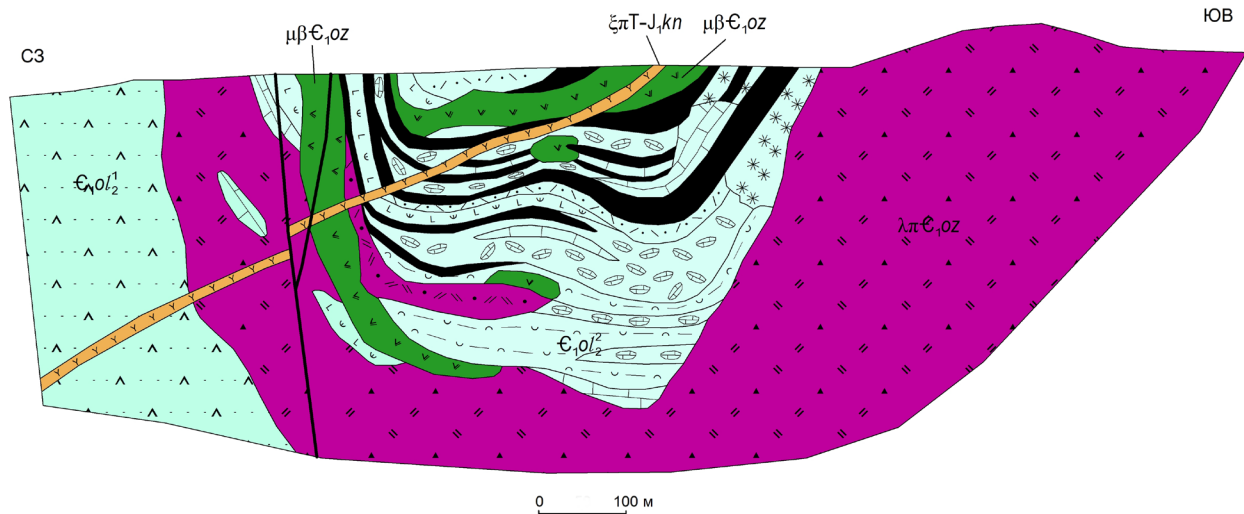


Рис. 5. Геологический разрез по линии I месторождения Озёрное, с использованием материалов [4]: см. услов. обозн. к рис. 2

Фациальный состав нижнекембрийских вулканогенных образований. Озёрное месторождение располагается в удалённой фациальной зоне между двумя центрами вулканической активности (рис. 7). Рассматривая закономерности распространения фаций в пределах рудного поля, следует отметить, что наиболее сильно проявились вулканические извержения центрального типа, обусловившие образование мощных покровов околожерловых и промежуточных фаций.

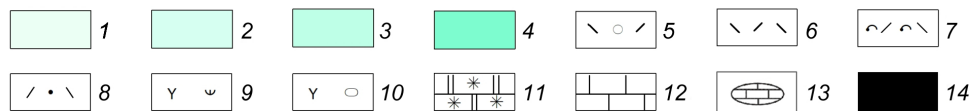
Жерловая зона. По данным В. А. Варламова [4], в полях развития жерловых фаций пород кислого и среднего состава в районе были оконтурены округлой и неправильной формы тела, сложенные породами, аналогичными по составу лавовым фациям. При изучении их взаимоотношений с окружающими эффузивно-пирокластическими образованиями установлено, что по удалению от них постепенно исчезают лавовые фации, а в составе пирокластов происходит смена агломератовых обломков лапиллиевыми, гравийными и псаммитовыми. Эти данные и вскрытые на трёх участ-

ках скважинами и горными выработками крутые контакты с вмещающими породами позволили рассматривать выделенные тела в качестве вулканических некков.

Околожерловая и промежуточная зоны. Эффузивно-пирокластические фации. Эффузивно-пирокластические породы наибольшим развитием пользуются в нижней и верхней пачках нижней подсвиты и в нижней пачке верхней подсвиты ольдининской свиты. Период формирования этих пачек, по-видимому, отвечает трём крупным вспышкам вулканической деятельности, разделённым периодами накопления вулканогенно-осадочных пород.

Условия формирования вулканогенных пород кислого состава также характеризуются определёнными изменениями. Чередование в разрезах лав и грубообломочных туфов свидетельствует о смене спокойных излияний извержениями с высоким коэффициентом эксплозивности (от 50 до 80 %). Присутствие в составе туфов слабоокатанных обломков пород и наличие в разрезе пластов

Индекс	Горизонт	Ритм	Литологическая колонка
Нижний кембрий, Олдындинская свита, верхняя подовита, средняя пачка $\epsilon_{1,01}^2$	Кристаллотуфовый 190 м	Верхний	
		Нижний	
	Второй продуктивный 50–120 м	Верхний	
		Нижний РТ 1–6	
	Первый продуктивный 70–300 м	Верхний РТ 8,9	
		Нижний РТ 10–12	
Туффитовый 80–120 м	Верхний		
	Нижний		



игнимбригов указывают на периодические опускания и воздымания выше уровня водной поверхности моря отдельных участков района.

Лавовые фации преобладают в промежуточных зонах вулканических построек. Мощность покровов варьирует от 1–10 до 100–110 м, наиболее крупные отмечены вблизи вулканических аппаратов.

Выдержанность состава лав и их обломков в туфах и туффитах свидетельствует о том, что эффузивы и пирокласты образовались из одних и тех же магматических источников. Все фациальные разновидности пород подвержены одним и тем же вторичным изменениям, выразившимся в альбитизации, серицитизации и частичной микроклинизации плагиоклазов. Вулканогенный материал цемента, как правило, раскристаллизован с образованием мезостаза из диагенетического кварца, серицита и редко мусковита и пумпелеита. Подобные вторичные изменения характерны для пород начальной стадии метаморфизма фации зелёных сланцев. Для всех разновидностей пород характерны одни и те же аксессуарные минералы: апатит, циркон и сфен, реже рутил.

Эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные фации пользуются широким развитием и характеризуются резкими колебаниями мощностей и фациальной изменчивостью состава.

Фактический материал [4] указывает на резкую фациальную изменчивость состава вулканогенных пород среднего состава. Эта изменчивость, прежде всего, выражается в смене прижерловых фаций, среди которых преобладают лавы и грубообломочные туфы андезитов и андезидацитов, фациями удалённых зон, представленные псаммитовыми туфами, туффитами, туфоалевролитами и известняками.

Условия формирования вулканических построек не были одинаковы. Широкое развитие грубообломочных лавовых и туфовых фаций в северо-западной части Озёрнинского блока указывают на высокий коэффициент эксплозивности

извержений на этих участках. К северо-западу от месторождения Озёрное преобладали вулканические аппараты центрального типа.

Прослой осадочных и туфогенно-осадочных пород среди эффузивно-пирокластических образований среднего состава свидетельствуют о пульсационном характере извержений и о накоплении большей части пород пачки в водных условиях. Последнее подтверждается и присутствием полуокатанных, редко окатанных обломков пород в туфах и туфолавах.

Удалённая зона. Осадочные породы пространственно тяготеют к центральным частям Озёрнинской синклинали.

Субвулканические тела Озёрнинского комплекса являются интрузивными аналогами пород олдындинской свиты и представлены автомагматическими брекчиями риодацитов [60, 61], дацитами, риолитами и агломератовыми эруптивными брекчиями.

Автомагматические брекчии прорывают рудовмещающую пачку и со всех сторон обрамляют месторождение, образуя силлообразное тело мощностью 140–200 м, повторяющее конфигурацию синклинали складки.

Дациты и риодациты слагают крутопадающее тело сложной формы, протягивающееся на 1,5 км вдоль северо-западного крыла месторождения.

Агломератовые эруптивные брекчии образуют крутопадающее трубообразное тело площадью около 0,24 км² на северо-восточном фланге месторождения.

Петрохимическая характеристика Озёрнинского вулканоплутонического комплекса. По результатам силикатных анализов пород Озёрнинского комплекса, приведённых в работах В. А. Варламова [4] и А. И. Донца [18], построен ряд диаграмм (рис. 8).

Из диаграммы TAS отношение суммы щелочей к кислотности (см. рис. 8, А) отчётливо видно, что вулканогенные породы принадлежат к непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации

Рис. 6. Геологическое строение верхней подсвиты олдындинской свиты в пределах Озёрного месторождения, с использованием материалов [4, 22]:

1–4 – средняя пачка верхней подсвиты олдындинской свиты, горизонты: 1 – кристаллотуфовый, 2 – второй продуктивный, 3 – первый продуктивный и 4 – туффитовый; 5–13 – **литологическая легенда**: 5 – туфы риолитов крупнообломочные, 6 – лавы риолитов, 7 – игнимбриды, 8 – туфы риолитов средне- и мелкообломочные, 9 – туффиты разного состава, 10 – чередование туффитов разного состава, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов, 11 – сидериты, 12 – известняки, 13 – известковистые брекчии; 14 – колчеданно-полиметаллическая руда

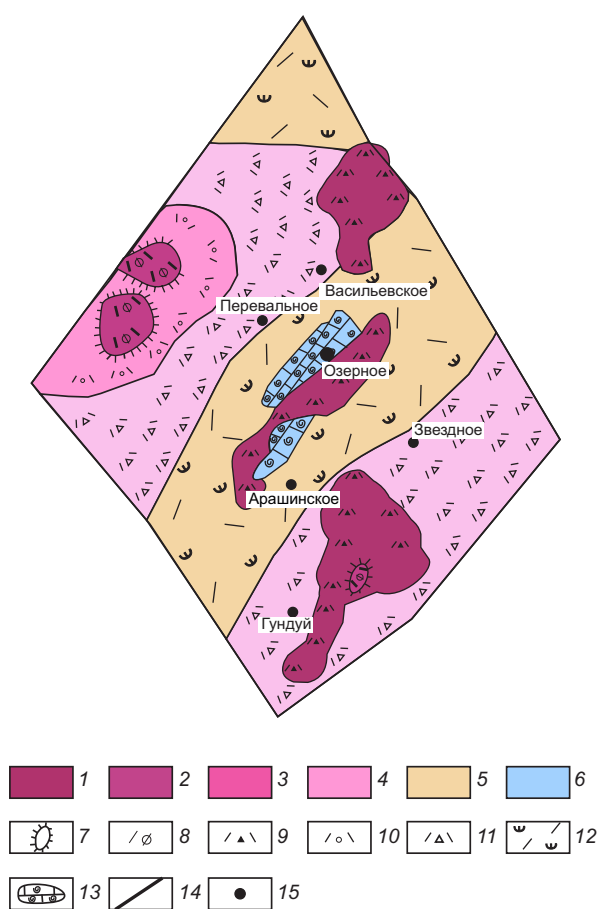


Рис. 7. Палеофациальная схема Озёрнинского рудного поля, с использованием материалов [4]:

1–5 – фациальные зоны: 1–2 – жерловые зоны, 3 – околожерловая зона, 4 – околожерловые и промежуточные зоны нерасчленённые, 5 – удалённая зона; 6 – рифогенные постройки; 7 – некки; 8 – риолиты, риодациты афировые; 9 – автомагматические брекчии кислого состава; 10 – крупнообломочные туфы, кластолавы кислого состава; 11 – лавы, лавобрекчии кислого состава, 12 – чередование туффигов, туфопесчаников, кремнистых туфогенных алевролитов; 13 – органогенные известняки; 14 – границы фациальных зон; 15 – месторождения, рудопроявления

умеренно щелочного и нормального ряда. По соотношению щелочей вулканыты принадлежат к калинатровой или натровой известково-щелочной серии (см. рис. 8, Б–Г).

Особо необходимо отметить состав автомагматических брекчий. Согласно данным Л. П. Хряниной [60, 61], состав субвулканических интрузий автомагматических брекчий колеблется от риолитов до андезидацитов. По содержаниям щелочей и полевошпатовой извести они отвечают кислым породам, но характеризуются значительным разбросом параметров содержаний. Породы пересыщены глинозёмом, что обусловлено серицитизацией плагиоклазов и присутствием в цветной части биотита.

Среди автомагматических брекчий выделяются две группы: одна с резким преобладанием Na_2O над K_2O , а другая с примерно равными соотношениями щелочей или небольшим преобладанием K_2O над Na_2O . Большой разброс значений свидетельствует или о неравномерном наложении процессов метаморфизма с привнесом калия, или о неравновесном первичном составе породы. Учитывая данные петрографических исследований, автор отмечает, что на разброс векторов влияли оба фактора.

Повышенное содержание TiO_2 наряду со значительным разбросом значений фермических компонентов является свидетельством их образования за счёт дифференциации андезитовой магмы.

Афировые риолиты жерловой зоны в целом располагаются в тех же полях, что и автомагматические брекчии. При этом они относятся к нормальному ряду и не пересыщены глинозёмом, что отражает несколько повышенные содержания роговой обманки и пироксена в цветной части породы.

Из приведённого материала видно, что все разновидности пород Озёрнинского вулcano-плутонического комплекса образуют единый непрерывный ряд от риолитов до базальтов, располагаясь в поле щёлочно-земельных пород с несколько повышенной щёлочностью. В целом они отвечают по составу производным калий-натриевой известково-щелочной серии магматических образований.

Из результатов полуколичественных спектральных анализов [4] видно, что в составе пород вулcano-плутонического комплекса имеются сквозные для всего комплекса, периодически встречающиеся в отдельных разностях пород и не свойственные комплексу в целом элементы: медь, серебро, цинк, никель, кобальт, галлий, олово, хром, марганец, титан, ванадий и барий.

Содержание таких элементов, как барий, марганец, гелий, серебро и олово, практически во всех разностях пород одинаковое. Некоторое

повышение содержаний бария, марганца и серебра в основных породах (реже в кислых и средних) отмечается обычно на рудных участках и обусловлено, по-видимому, влиянием рудных растворов на анализируемые породы.

Для таких элементов, как титан, ванадий, хром, никель, кобальт, медь и цинк, обнаруживается возрастание концентраций от кислых разностей к основным. В целом это явление закономерно, следует лишь подчеркнуть, что относительно высокие по сравнению с кларковыми содержания титана, ванадия и хрома в кислых разностях пород комплекса свидетельствуют об общности магматических очагов для всех разностей комплекса и о последовательной дифференциации магмы. Приведённые выше данные по химическому, геохимическому и минералогическому составу пород с учётом петрографических их описаний позволяют отнести их к единому вулканоплутоническому комплексу, обязанному своим происхождением базальтовой магме [4].

Возраст отложений олдындинской свиты. Первые определения возраста олдындинской свиты проведены А. А. Языром [64, 65], В. Г. Беличенко [2]. По их данным, отложения свиты относятся к алданскому ярусу (упразднён в настоящее время) нижнего кембрия.

Бурятской партией ЦНИГРИ в 1964 г. была собрана фауна археоциат. В ГИН АН СССР А. Н. Власовым они были определены как образования биогермной фации с бедным видовым составом. Возраст остатков – алданский ярус нижнего кембрия.

В 1966–1967 гг. были сделаны более богатые сборы в скважинах Озёрного месторождения. По определению А. Ю. Розанова (ГИН АН СССР), в целом комплекс фауны археоциат отвечает средней части нижнего кембрия (ботомский ярус, охватывающий верхи алданского–низи ленского ярусов).

Дальнейшее изучение фауны подтвердило и несколько уточнило этот результат. Породы средней подсвиты олдындинской свиты имеют возраст, пограничный между алданским и ленским ярусами.

Дополнительными сборами (2016–2023 гг.) [10, 34, 35] в известняках биогермов водораздела рек Ульдзуйтуй–Известняковый были определены археоциаты, типичные для обручевского и качинского горизонтов тойонского яруса.

К вопросу о происхождении известняковых брекчий. Как было показано выше, важное зна-

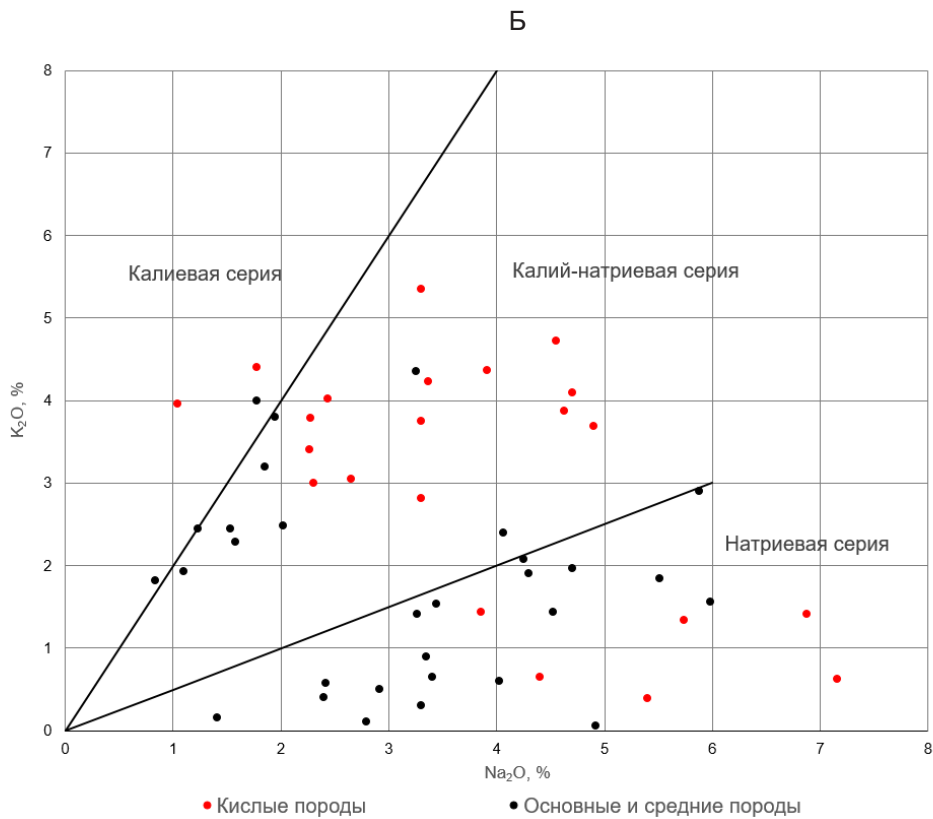
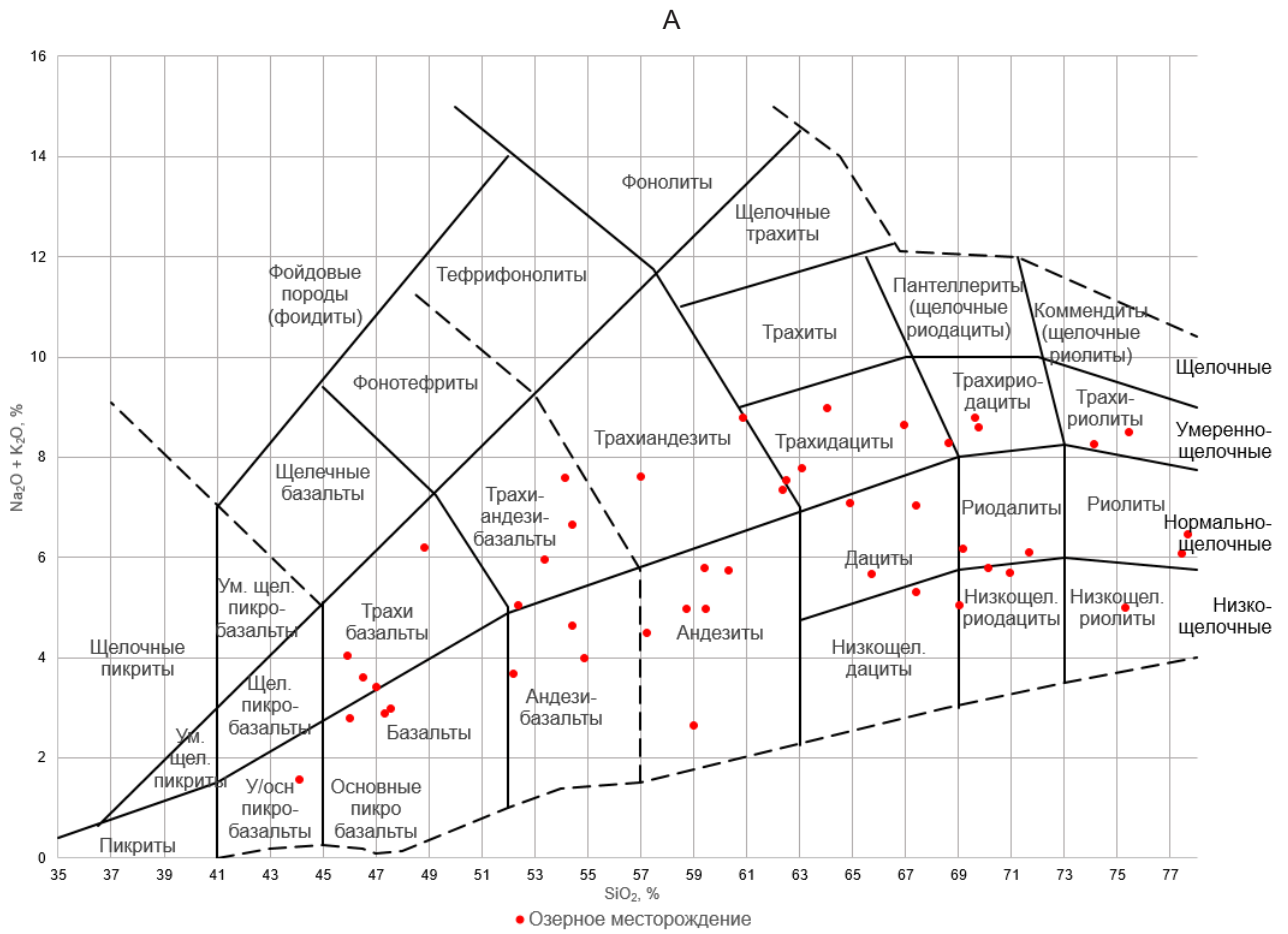
чение в рудовмещающем разрезе Озёрного месторождения имеют известняковые брекчии, которые слагают пласты мощностью до 50–80 м. Их мощность возрастает в ядре Озёрной синклинали благодаря нагнетанию материала при складчатости и увеличивается на юго-восточном крыле за счёт выклинивания туффигов и пачек углистых туфогенных алевролитов.

Подошва и кровля пластов известняковых брекчий обычно резкие. Макроскопически известняковые брекчии представляют собой породы с угловатыми обломками известняков (30–60 % объёма), не отсортированными по размеру, вплоть до глыб в 1–3 м. Их цемент представляет собой такую же брекчию, но с обломками меньшего размера, между которыми развивается серицит-кальцит-кварцевая или серицит-хлорит-кварцевая масса, образованная по глинисто-туфогенному материалу. Цемент всегда в той или иной степени содержит хлорит, сидерит или колчеданную руду.

Известняковые брекчии нами трактуются как брекчии обрушения рифтогенных построек (оползневые брекчии, по Э. Г. Дистанову [14]), но характер обломочного материала и его состав свидетельствуют о том, что основным процессом являлось обрушение. Наличие крупных рифтогенных построек описано многими исследователями, участвовавшими месторождение (в некоторых случаях они трактовались как биогермы [4]). В то же время исходя из масштабов развития брекчий, сохранившихся реликтов построек, представленных водорослевыми и археоциатовыми известняками, что размер их колебался в пределах 400–500 м на 200–300 м.

В пользу существования рифтогенных построек свидетельствует и тот факт, что в ряде случаев наблюдаются несогласные контакты известняковых брекчий с туффитами и туфоалевролитами.

Характеристика колчеданно-полиметаллического оруденения. Месторождение Озёрное характеризуется совмещением колчеданно-полиметаллического, сидеритового, баритового и магнетитового оруденения. Наибольшим развитием на месторождении пользуется колчеданно-полиметаллическое оруденение [4, 18, 33, 51, 52]. Наиболее крупные залежи колчеданно-полиметаллических руд, которые содержат в сумме 68 % запасов свинца и цинка, приурочены к туффитам и туфам с прослоями углисто-серицитовых сланцев первого рудного горизонта. Остальные 32 % запасов руд приходятся на долю второго продуктивного



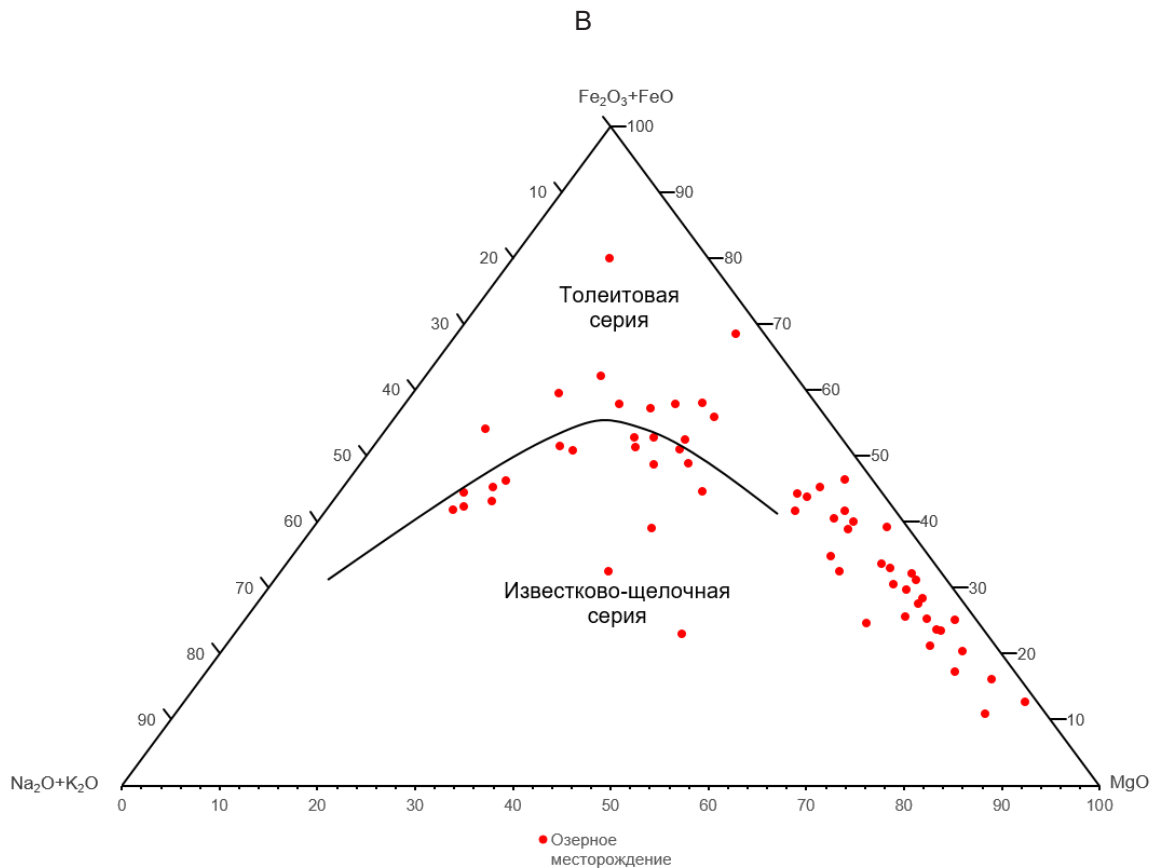


Рис. 8. Петрохимические особенности пород Озёрнинского вулcano-плутонического комплекса:

А – диаграмма TAS (Total Alkali-Silica); Б – диаграмма K_2O-Na_2O для кислых средних и основных магматических пород; В – диаграмма AFM (Alkali-FeO*-MgO): $FeO^* = FeO + 0,9Fe_2O_3$

горизонта. Рудные тела первого рудного горизонта представляют собой серию расположенных друг над другом пластообразных залежей протяжённостью от 1200 до 2340 м и шириной от 80 до 600 м. Их мощность колеблется от долей метра до 45 м, в среднем составляя 5–15 м. От флангов к центральным частям рудных тел она возрастает в 2–3 раза. В центре синклинали рудные тела представляют собой корытообразные залежи с раздувами и пережимами, на флангах они или выклиниваются, или расцепляются на мелкие линзы. Морфология рудных тел, кроме того, осложнена разрывными нарушениями широтно-го и северо-западного направлений с амплитуда-

ми вертикального смещения 5–10 м, редко 50 м. По направлению выклинивания рудных тел содержание рудосоставляющих сульфидов постепенно уменьшается.

Внутреннее строение колчеданно-полиметаллических рудных тел неоднородное, что обусловлено чередованием слоёв колчеданно-полиметаллических руд, безрудных пород и в различной степени оруденелых туфов, известняковых брекчий и игнимбриков. Сотрудниками Озёрной экспедиции на месторождении выделены четыре группы рудных залежей [51, 52]:

- выдержанные по форме и распределению колчеданного оруденения;

- ленточные неоднородного внутреннего строения;

- сложные по форме пластообразные с неравномерным распределением колчеданного оруденения;
- линзовидные небольшого размера и неоднородного строения.

Руды, слагающие колчеданно-полиметаллические залежи, подразделяются на несколько типов. По текстурным признакам на месторождении выделяются [51, 52] массивные, полосчатые (слоистые), брекчиевидные и прожилково-вкрапленные руды.

При изучении разрезов рудного тела 8 было отмечено, что указанные выше текстурные типы руд подразделяются по структурам на две разновидности, отличающиеся друг от друга формой выделения и размерами зёрен рудных минералов. В связи с этим предлагается более детальная классификация колчеданно-полиметаллических руд Озёрного месторождения, учитывающая как текстурные, так и структурные особенности их строения [4]. Все руды месторождения подразделяются на три группы: тонкозернистые, мелкозернистые и разнотонкозернистые. В составе тонкозернистых руд выделяются массивные, полосчатые, брекчиевидные и вкрапленные. В составе мелкозернистых руд – массивные, полосчатые, брекчиевидные и прожилково-вкрапленные.

На основе проведённого Т. П. Кузнецовой детального минералогического картирования в пределах рудного тела 8 установлены следующие типы зональности (рисунки 9–10).

1. По структуре. Мелкозернистые разности руд тяготеют к лежащему боку рудного тела, тонкозернистые к висячему. Причём наблюдается повторение (до 3 ритмов), что определяет ритмично-градационно-слоистую зональность по мощности рудного тела. Такой характер строения рудного тела прослеживается по его падению и простиранию.

2. По текстуре. От висячего бока к лежащему установлена следующая закономерность: массивные, слоистые, прожилковые руды последовательно сменяют друг друга. Эта последовательность прослеживается по простиранию и падению рудного тела.

Таким образом, на месторождении установлена ритмично-слоистая и градационно-слоистая зональность рудных тел.

Основная масса руд месторождения обладает уникальными чертами строения, чрезвычайно большим разнообразием текстурного рисун-

ка, которые было прекрасно проиллюстрированы в работах Э. Г. Дистанова [16], А. И. Бусленко [21], Л. Б. Дамдиновой [12]. Первичные условия отложения характеризуют хомогенные, хомогенно-терригенные ритмично-слоистые, градационно-слоистые и брекчиевые текстуры. В понятие слоистости авторы вкладывают классическое генетическое определение этого термина в осадочной геологии.

Типоморфными текстурами руд являются: градационно-слоистые и гравитационно-слоистые. Первые представлены гранулометрической сортировкой материала чисто обломочного происхождения – терригенных и вулканокластических пород, сульфидных и железокarbonатных руд. Второй тип отражает гранулометрическую сортировку исключительно сульфидных метаколлоидных агрегатов, осаждающихся, очевидно, из высококонцентрированных коллоидных растворов. В подошве отдельных рудных ритмов отлагаются более крупные галенит-сфалерит-пиритовые метаколлоидные стяжения размером около одного сантиметра, а в кровле – глобулы пирита размером 1–10 микрон. Часто крупные сульфидные выделения подошвы ритмов нарушают нижележащие тонкие рудные прослои кровли предыдущего ритма. Мощность таких ритмов достигает 30 см.

Одними из распространённых на месторождении являются брекчиевый или кластический тип руд. Ими сложены протяжённые горизонты, переслаивающиеся с пластовыми рудными залежами или шлейфы в подножье рудных холмов.

Значительную долю руд на месторождении представляют гидротермально-осадочные и метасоматические сидериты. Они различаются по морфологии, текстурному рисунку и химическому составу. Гидротермально-осадочные сидеритовые руды характеризуются более высоким содержанием закисного железа (до 34,92 %), кремнезёма (до 41,8 %), марганца (до 5,44 %) и CO_2 (до 23,25 %). В обоих типах сидеритов в количестве первых процентов присутствует цинк [4].

По данным Э. Г. Дистанова [15], метасоматические и седиментационные сидериты нередко тесно совмещены в пространстве. Метасоматические залежи представлены мономинеральными сидеритами или интенсивно сидеритизированными вмещающими породами – известняками, известняковыми брекчиями, известковистыми туффитами. Они прослеживаются в основном по юго-восточному крылу рудоносной синкли-

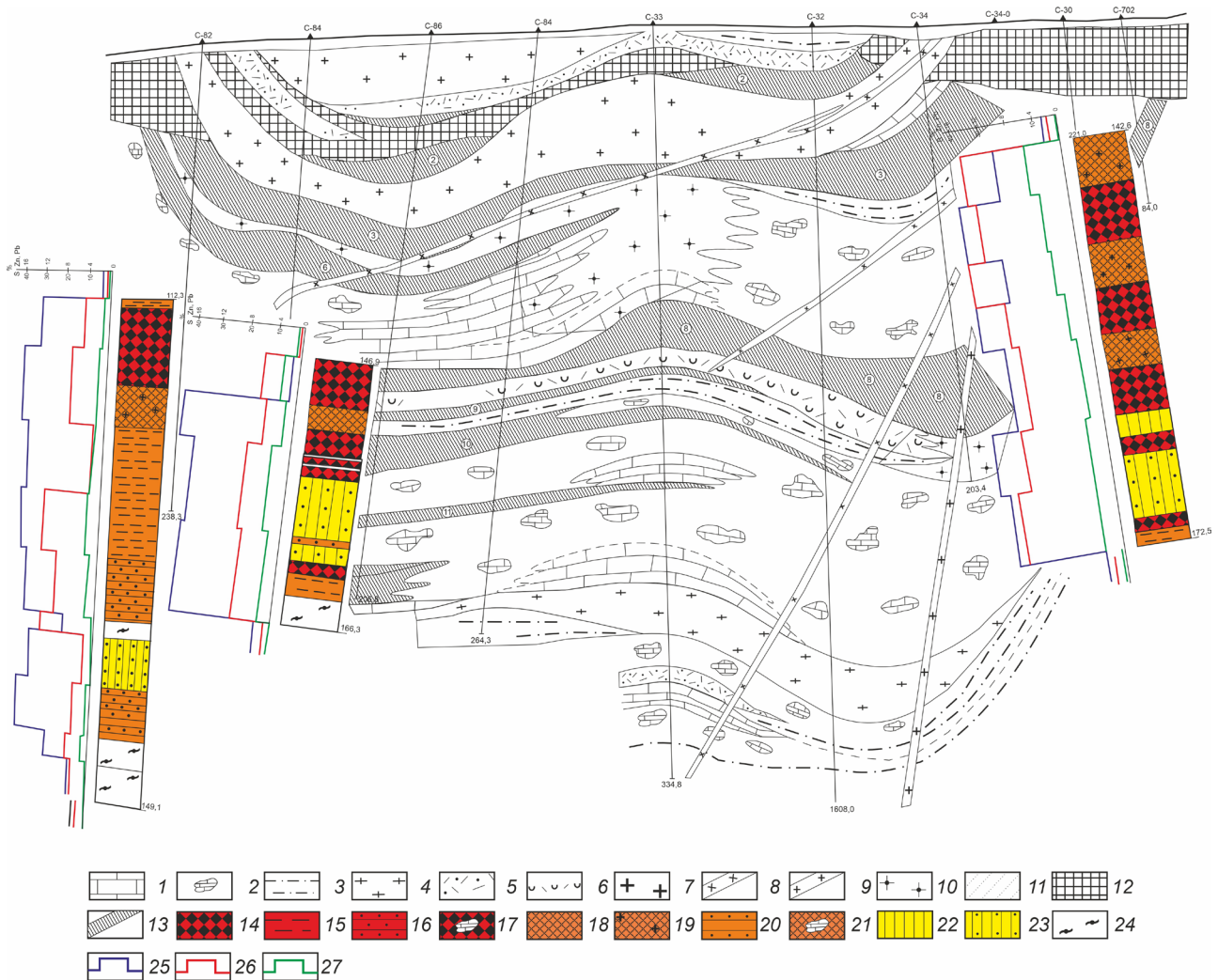


Рис. 9. Распределение текстурно-структурных типов руд на профиле 30:

1 – известняки; 2 – известняковые брекчии; 3 – туффиты; 4 – углисто-серицит-хлоритовые сланцы; 5 – туфы; 6 – игнимбриты; 7 – диабазы; 8 – сиенит-порфиры; 9 – долериты; 10 – сидериты; 11 – кора выветривания; 12 – зоны окисленных руд; 13 – колчеданно-полиметаллические руды нерасчленённые; **типы колчеданно-полиметаллических руд:** 14–17 – тонкозернистые (размер зёрен 0,005–0,015 мм): 14 – массивные, 15–16 – слоистые (полосчатые): 15 – слоистость обусловлена различным составом отдельных слоёв, 16 – слоистость обусловлена наличием безрудных слоёв, 17 – брекчиевые; 18–21 – мелкозернистые (размер зёрен > 0,015 мм): 18–19 – массивные: 18 – рядовые по содержанию Zn и Pb, 19 – богатые по содержанию Zn и Pb, 20–21 – слоистые: 20 – слоистость обусловлена наличием слабооруденелых и безрудных прослоев, 21 – брекчиевые; 22–23 – руды смешанные по размеру зернистости, слоистые (полосчатые): 22 – слоистость обусловлена разной зернистостью рудного материала в отдельных слоях, 23 – слоистость обусловлена разной зернистостью и разным составом рудного материала; 24 – прожилково-вкрапленные сфалерит-галенитовые руды; графики содержания: 25 – сера, 26 – цинк, 27 – свинец

нальной структуры, образуя единое тело сложной пластообразной формы с многочисленными ответвлениями шириной в плане до 300 м. Довольно часто сидеритовые руды залегают в виде

обрамления и продолжения колчеданно-полиметаллических рудных тел в юго-восточном крыле синклинали, сливаясь в единое рудное тело и заходя языками в промежутки между пластовыми

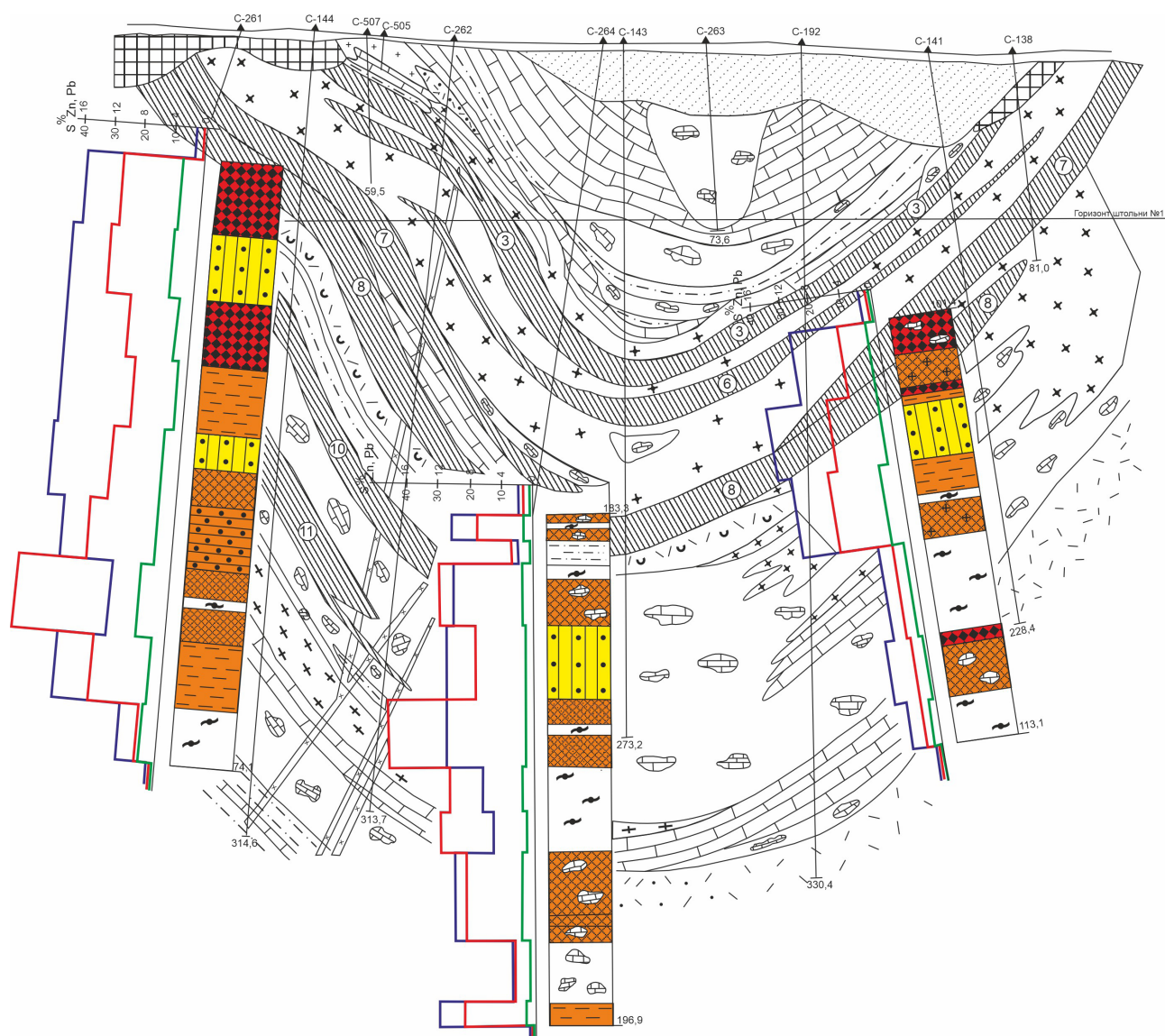


Рис. 10. Распределение текстурно-структурных типов руд на профиле 40:

см. условн. обозн. к рис. 9

колчеданными залежами. Своеобразие форм залегания сидеритовых руд генетически связано, по-видимому, с фильтрацией гидротермальных растворов по крутонаправленным тектоническим зонам и унаследованностью как пластового характера замещаемых пологозалегающих пород рудоносной толщи, так и дискордантных форм рифовых построек органогенных известняков, отличавшихся повышенной пористостью.

Вещественный состав руд Озёрного месторождения, их текстурно-структурные особенности

детально изучены Т. П. Кузнецовой [4], а также приведены в работах Э. Г. Дистанова [14–17], К. Р. Ковалева [21], Р. С. Тарасовой [52, 53], И. В. Викентьева [7], Л. Б. Дамдиновой [12] и других. Согласно проведённым ранее исследованиям, значительная часть рудного вещества руд Озёрного месторождения имеет седиментогенное происхождение. Седиментогенная природа подтверждается данными по наличию волнистой и косой слоистости, взмучивания, размыва поверхности напластования [15]. При этом наблюдается

несколько генераций основных сульфидных минералов, механизм отложения которых до сих пор остаётся дискуссионным.

Новые данные по вещественному составу руд. Данные получены при изучении основных типов руд месторождения Озёрное (сплошные массивные, слоистые, брекчиевые) на сканирующем электронном микроскопе TESCAN в ПИН РАН.

Массивные руды представляют собой сплошные выделения агрегатов тонкодисперсного, глобулярного, почковидного пирита со сфалеритом. В этом агрегате наблюдались участки более крупнозернистых сульфидов, где появляется значительное количество галенита и в ряде случаев присутствуют блёклые руды.

Для данного типа руд характерен тонкодисперсный пирит, который представлен изометричными полиэдрами. Отчётливо выявляются круглые почковидные образования (размером до 0,05 мм) с фрамбоидальным центром, а также фрамбоиды без почковидного пирита вокруг них, сложенные тонкими кристаллитами или сферическими разностями (рис. 11, А). По всей массе присутствуют скопления кристаллитов, по своим размерам и морфологии подобные наблюдаемым во фрамбоидах, однако расположенные без определённой закономерности. В пределах агрегатов также развиты гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые разности пирита, обрастающие колломорфные и глобулярные. В ряде случаев суль-

фиды формируют концентрически зональные почки сложного строения, сложенные пиритом и сфалеритом, реже галенитом (см. рис. 11, Б), в центре почки может находиться фрамбоид.

Сплошные выделения колломорфного пирита вскрыты на глубине 1260 м. Они представляют собой плотные скопления колломорфных почек пирита размером от десятых долей миллиметра (что уже достаточно крупный размер для данного месторождения) до гигантских для Озёрного месторождения разностей (1–3 см). При этом наблюдаются участки, сложенные почками 2–7 мм, 0,5–3 мм и, соответственно, более крупных размеров. В интерстициях почек пирита развивается карбонат, количество которого увеличивается близ мелких почек, изредка сфалерит. В центре почек пирит нередко замещается кварцем.

Крупные почки имеют сложное строение (рис. 12, А). Внутренняя зона таких образований неоднородна и, как правило, сложена скоплением осложняющих её более мелких разностей, которые, в свою очередь, развиваются вокруг округлых выделений тонкозернистого, фрамбоидального и глобулярного пирита (см. рис. 12, Б). Крылья почек сложены более крупнозернистыми выделениями, зёрна концентрически вытянуты. Пирит почек перекристаллизован, в результате чего распадается на зернистый агрегат. В пределах отдельных зёрен наблюдаются реликты колломорфного строения, которые складываются в единую линию

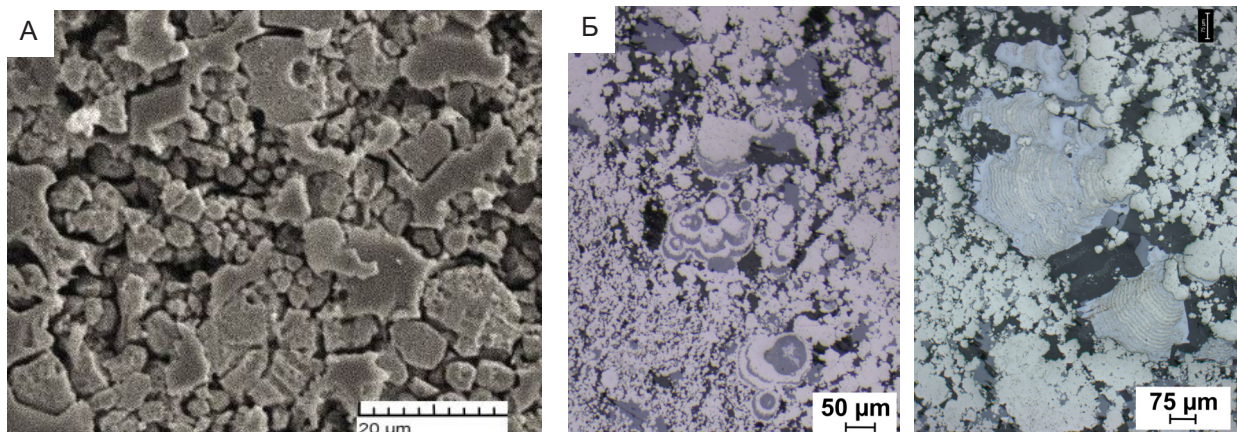


Рис. 11. Морфология выделения сульфидов:

А – тонкодисперсный агрегат; Б – колломорфные сфалерит-пиритовые почки

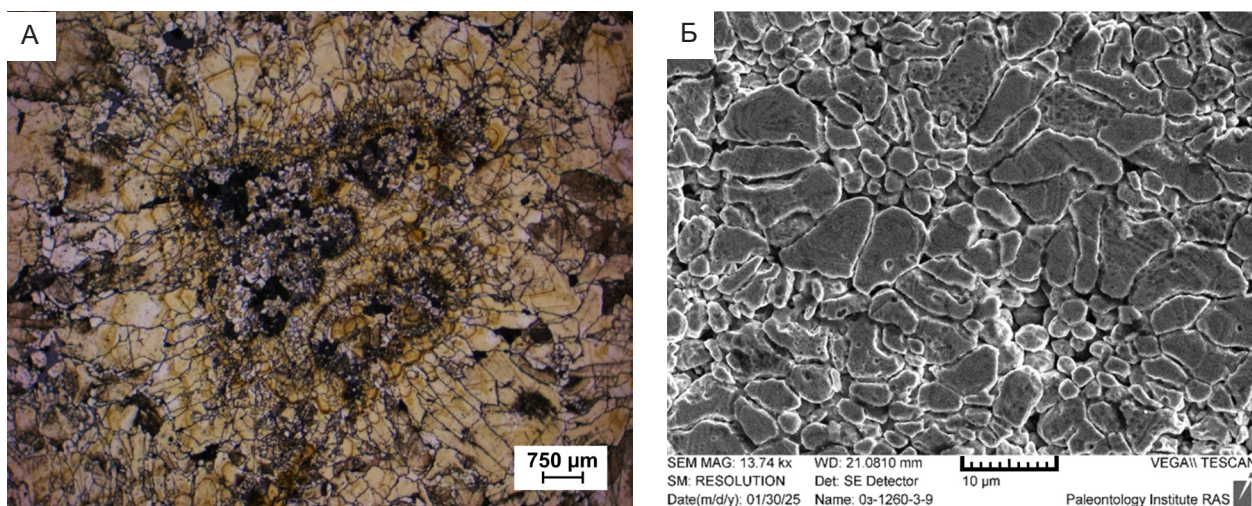


Рис. 12. Скопления почек колломорфного пирита:

А – внутренняя зона и фрагмент периферической части крупной пиритовой почки; Б – скопление мелких почек с глобулярным и фрамбоидальным пиритом в центральной зоне

вдоль колломорфных слоёв, позволяющую проследить очертания первичных почек.

В более редких случаях в центре крупных колломорфных почек глобулярный пирит не наблюдался. Центральная зона была образована вытянутыми выделениями пирита, сложных очертаний. Эти образования по своей морфологии подобны биоморфозам, что вместе с крупными корковидными выделениями колломорфного пирита крыльев почек свидетельствует об образовании данных агрегатов на поверхности морского дна.

Таким образом, сначала отлагался глобулярный пирит и формировались мелкие почки, вокруг группы мелких почек происходило отложение крупных колломорфных слоёв. Также колломорфным пиритом могли обрастать fossilized остатки.

Слоистые руды являются основными на месторождении. На их примере нами исследованы текстурно-структурные особенности сульфидов этих руд, слоистость которых обусловлена разной зернистостью и различным составом рудного материала.

Для прослоев, обеднённых сульфидами, характерно преобладание тонких сульфидных агрегатов. В их составе преобладает наиболее тонкодис-

персная разновидность пирита, которая присутствует в виде достаточно плотной равномерной вкрапленности глобулей, мелких почек, а также тонких изометричных полиэдров неправильной формы (рис. 13, А, Б). Кроме того, в составе слоя есть отдельные, более крупные, почковидные разновидности до 0,02 мм.

Из характерных сростаний, которые могут преобладать в отдельных слоях, можно отметить обособленные округлые почки, сложенные колломорфным пиритом (рис. 14, А), впоследствии метаморфизованным. Колломорфным пиритом обрастают фрамбоиды или скопление глобулей.

Ещё одна разновидность почковидного пирита представлена более крупными колломорфными выделениями, концентрирующимися вблизи нижней границы слоёв и сменяющимися более тонкими разностями, образуя вместе с аллотриоморфными скоплениями элементы слоистости более высокого порядка. Эти почки разомкнуты и ближе по морфологии к корковидным выделениям (см. рис. 14, Б). Почковидный пирит обеих разновидностей цементируется и корродируется карбонатом.

Брекчиевые руды, широко распространённые на месторождении, преимущественно наблюда-

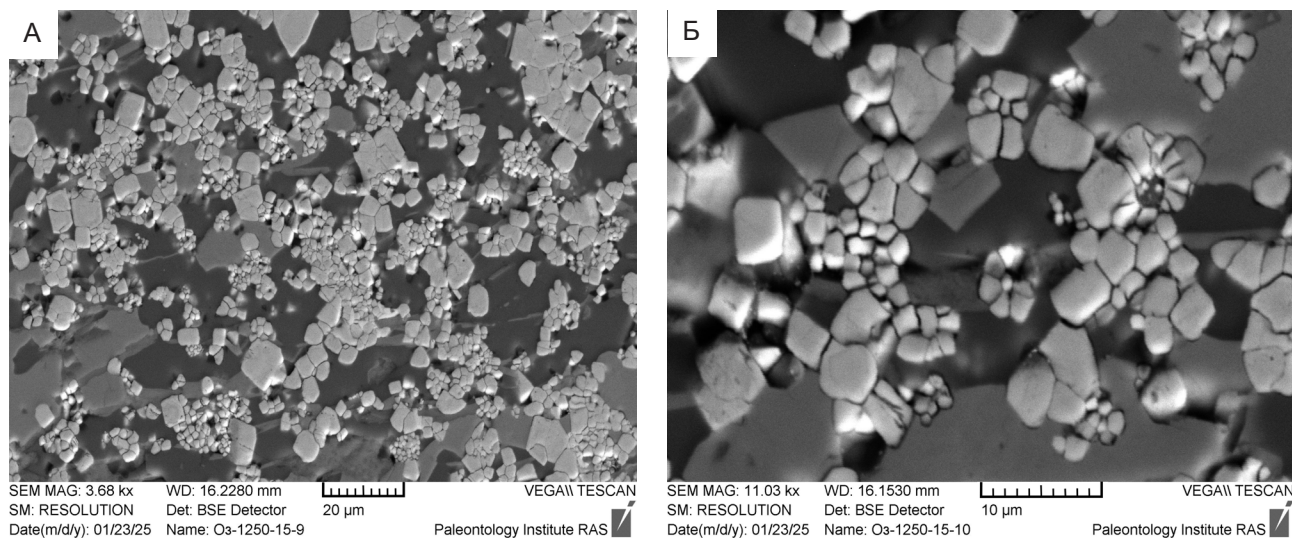


Рис. 13. Морфология выделений сульфидов «обеднённого» сульфидами слоя слоистых руд:

А – распределение сульфидов в пределах слоя (SEM TESCAN); Б – выделения пирита в виде тонких изометричных полиэдров неправильной формы (SEM TESCAN)

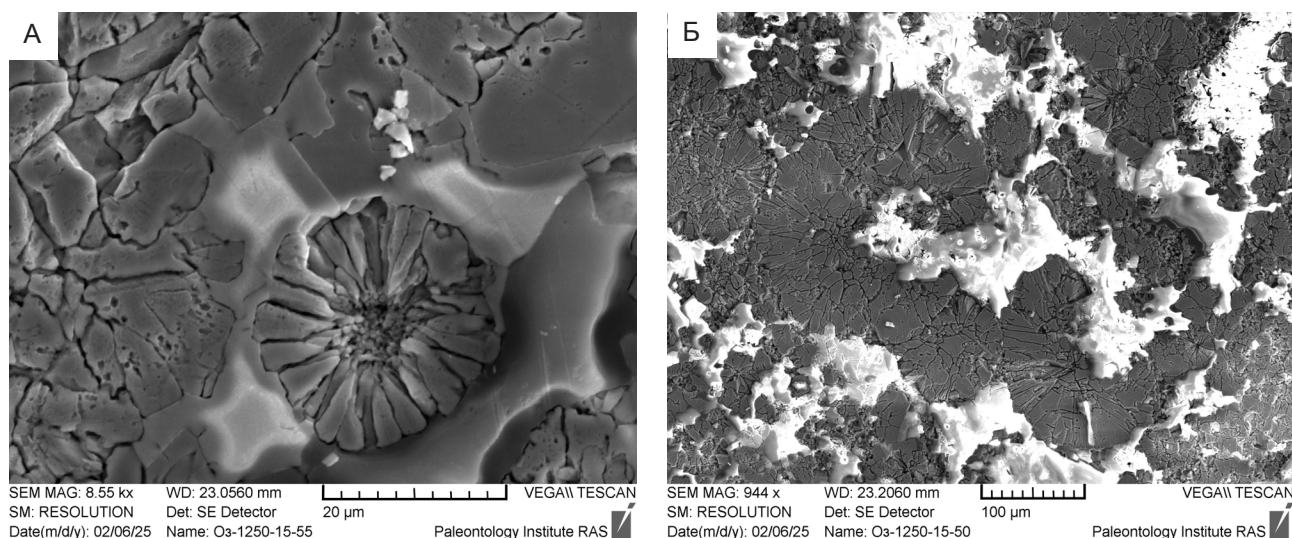


Рис. 14. Характерные сульфидные агрегаты слоистых руд:

А – обособленная почка пирита на контакте с аллотриоморфными скоплениями пирита; Б – вытянутые разомкнутые почки и корковидные выделения колломорфного пирита

ются в верхах разреза, где слагают значительную часть продуктивных залежей. Среди обломков брекчий преобладают карбонатные породы, реже наблюдаются обломки других пород и сульфидные обломки. Цемент – сульфидный, сульфидно-карбонатный и известкисто-туфогенный. Нами

были исследованы брекчиевые руды как с сульфидным цементом, так и содержащие сульфидные обломки.

В одном из образцов карбонатной брекчии наблюдался тонкослоистый интервал, насыщенный сульфидным материалом. Мощность слоёв, в кото-

рых слоистость обусловлена чередованием прослоев различного состава и различной зернистости – 2,0–2,5 мм. Одни прослои состоят из карбоната и рудных минералов. Особенностью этих слоёв является присутствие скоплений хорошо выраженных фрамбоидов пирита и кластического сульфидного материала; вокруг обломков новообразованный карбонат образует оторочки. Кроме того, наблюдаются целые прослои, в пределах которых за счёт пирита развивается (лейкоксен)-магнетит-гематитовый агрегат. Фрагменты почек и глобулы корродируются, но остаются в качестве реликтов.

В вышележащих брекчиях подобные гематит-магнетитовые агрегаты с реликтами раннего пирита присутствуют уже в обломках брекчий с сульфидным цементом (рис. 15, А, Б). Фрамбоиды, которые сохранились в магнетите, характеризуются кристаллами хорошей сохранности. В частности, при исследовании с помощью электронной микроскопии обнаружены минерализованные биоплёнки (см. рис. 15, В). Данные биоплёнки являются минерализованной слизистой оболочкой и характерны для жизнедеятельности бактерий. Это ещё раз свидетельствует о биогенном происхождении фрамбоидов и влиянии биогенного фактора при образовании руд месторождения. В связи с широким распространением в рудах месторождения фрамбоидального пирита авторам статьи представляется, что фактор биогенного образования руд имел значительные масштабы.

В цементе брекчий также присутствует фрамбоидальный пирит (см. рис. 15, Г), однако подобные плотные скопления не наблюдаются, фрамбоиды распределены по массе и представлены значительно более мелкими разностями.

Перекристаллизация сульфидного вещества. В результате постседиментационных процессов первичные сульфиды в разной степени перекристаллизованы. При этом наблюдаются формы, когда сферические фрамбоиды в мелких почках приобретают кубический внешний облик (рис. 16) при сохранении фрамбоидальной структуры агрегатов.

К метаморфогенным сульфидам, образованным в результате перераспределения вещества в результате динамометаморфических воздействий, можно отнести арсенопирит, метакристаллы которого ориентированы под небольшим углом к слоистости и образуют вместе с параллельными

им штрихами карбоната слабовыраженную полосчатость, секущую слоистость. Основным фактором, приведшим к метаморфическим преобразованиям рудного вещества, является динамометаморфизм, вызванный складкообразованием и тектоническими пострудными процессами. Другим фактором перекристаллизации, возможно, является проявление процессов контактового метаморфизма [15], вызванного внедрением крупных гранитных плутонов нижнепалеозойского и верхнепалеозойского возраста.

В целом можно отметить, что к наиболее ранней генерации сульфидов можно отнести несколько морфологических разновидностей пирита, представленных тонкоглобулярными выделениями и фрамбоидальным пиритом. В тесной ассоциации с этими разновидностями пирита находится колломорфный пирит второй генерации, которым обрастают фрамбоиды и глобулы. Ко второй генерации пирита относится также значительная часть тонкого субгедрального пирита (гипидиоморфного), которым также могут обрастать глобулярные выделения. Однако данная разновидность пирита не всегда достоверно отделяется от пирита, образованного в результате перекристаллизации первичных руд под действием метаморфизма. Пирит третьей генерации образует выделения в интерстициях почковидного пирита. Пирит четвёртой генерации представлен кубическими кристаллами и зернистыми агрегатами, выделяется большинством авторов и ассоциирует со сфалеритом и галенитом поздних прожилков.

К вопросу о формационном типе месторождения. В последние годы ведётся дискуссия по вопросу формационного типа месторождения Озёрное. К. В. Лобанов [32] отнёс месторождение к группе SEDEX. А по мнению И. В. Викентьева [7], Озёрное месторождение демонстрирует признаки сразу трёх семейств – SEDEX, VMS и MVT.

Как было показано выше, Озёрное месторождение расположено в удалённой фациальной зоне между двумя центрами вулканической активности (см. рис. 7). Рудные тела 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) [31].

Ранее нами выделены и описаны обстановки формирования месторождений типа VMS на при-

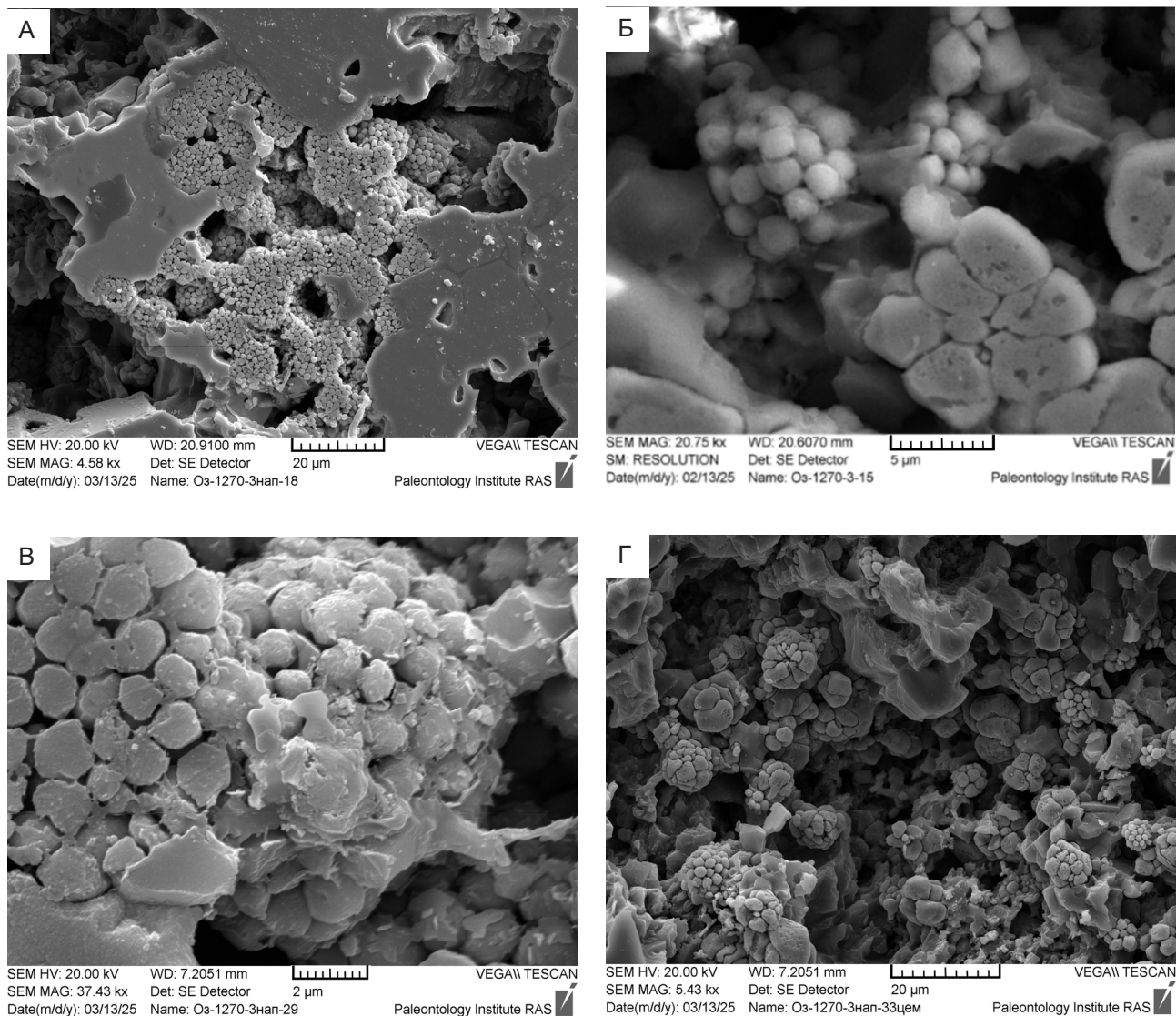


Рис. 15. Фрамбоидальный пирит брекчиевых руд:

А, Б – фрамбонды в обломке брекчии корродированы гематитом и магнетитом; В – фрамбоидальный пирит обломка с биоплёнками; Г – фрамбоидальный и глобулярный пирит в цементе брекчий

мере Рудноалтайской и Салаирской металлогенических зон [30, 49].

Одним из вариантов обстановок является надвулканическое положение месторождений, сопряжённое с рифогенными постройками. К этому типу обстановок формирования месторождений типа VMS относится Озёрное месторождение, для которого характерны известняковые брекчии – продукт разрушения рифогенных археоциатовых построек.

Некоторые вопросы генезиса. На начальном этапе изучения месторождения существовали две принципиально различные точки зрения на генезис стратиформного оруденения. Д. В. Ветров [6], В. В. Демидов [13], Р. С. Тарасова [53], Э. Г. Дистанов [14, 17], Ю. Л. Нуварьева [37–40], И. Л. Васильев [5], К. Р. Ковалев [20, 21, 23, 24] и другие исследователи доказывали генетическую связь большей части сульфидных руд с нижнекембрийским вулканизмом и их гидротермально-осадоч-

ный способ отложения. А. А. Малаев [33], Г. С. Рипп [43], Л. П. Хрянина [60], В. В. Андреев [1] и другие в первые годы разведки Озёрного месторождения рассматривали его с позиции гидротермально-метасоматического генезиса. В дальнейшем некоторые из них пересмотрели свои представления в пользу первой точки зрения. В последующие десятилетия идея гидротермально-метасоматического генезиса оруденения Озёрного месторождения активно пропагандировалась Г. А. Феофилактовым [55, 56], Д. И. Царевым [62, 63] и А. П. Фирсовым [58]. Сторонниками этой точки зрения определяющим признаётся структурно-литологический контроль оруденения.

Значительный вклад в понимание генетических особенностей месторождения вносит работа И. В. Викентьева [7], в которой приводится палеорекострукция условий седиментации и рудоотложения при образовании гидротермально-осадочных руд.

Рудообразование протекало по модели гидротермальных систем месторождений типа VMS. Изотопные данные серы ($\delta^{34}\text{S}$) приведены в работах Г. С. Риппа [42, 44, 45], К. Р. Ковалева [25, 27]. По данным анализов пирита и сфалерита с галенитом, колебание изотопного состава серы происходит в диапазоне $\delta^{34}\text{S}$ 8–21 ‰. Отмечается некоторое утяжеление изотопного состава серы сфалеритовых руд. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита руд месторождения составляет 15,1 ‰ (24 пробы), а пирита – 12,8 ‰ (52 пробы).

Не выявлено какого-либо значимого фракционирования изотопов серы сульфидов в 12 пластовых рудных залежах, по простиранию и мощности отдельных залежей, а также в пределах элементарных рудных ритмов ритмично-слоистых руд, что подтверждает достаточно гомогенный и стабильный источник серы при формировании огромных масс сульфидов железа, цинка и свинца.

В отличие от тяжёлых изотопов серы сульфидов руд верхнего рудоносного горизонта, сульфиды нижележащих II и III рудоносных горизонтов характеризуются изотопами серы, близкими к метеоритному стандарту. Такие контрастные значения изотопов серы свидетельствуют о существовании двух источников серы или, по крайней мере, одного эволюционирующего источника за длительный период существования рудообразующей системы. На возможность существования двух источников серы при формировании сульфидных руд и сульфатной минерализации указы-

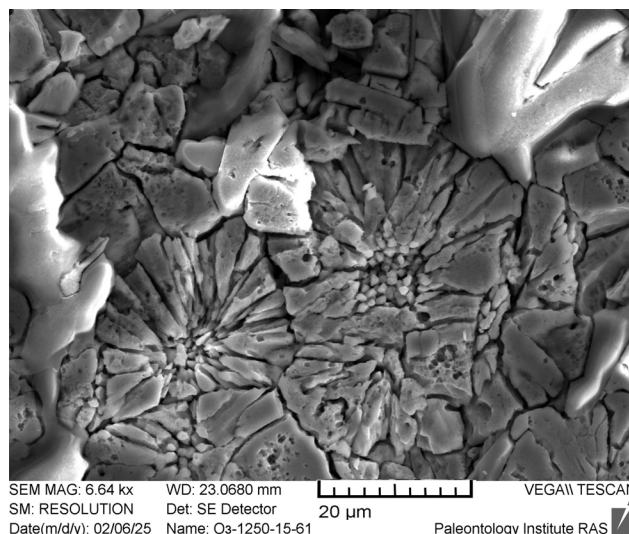


Рис. 16. Кубические очертания ядра почки в результате перекристаллизации

вал также Г. С. Рипп [45]. Изотопные данные серы подтверждают смешанный источник серы – как из термохимического восстановления сульфатов морской воды, так из магматического источника.

Проведённый нами анализ мощностей рудных тел Озёрного месторождения показал наличие значительных раздувов их мощности на ряде рудных тел. В качестве примера можно рассмотреть рудные тела 6 и 7 по разведочному профилю 27 (рис. 17). Мощность рудного тела 6 по скважине 382 составляет 24,9 м, рудного тела 7 по скважине 384 – 31,7 м. Уже на соседних скважинах 618 и 376 мощность тех же рудных тел сокращается до 4–8 м. Отмечается наличие холмообразного раздува мощности, что может свидетельствовать о возможном наличии здесь «чёрного курильщика», тем более что шлейф от холма сложен брекчиевыми рудами – продуктами разрушения «курильщика».

Таким образом, исходя из приведённого выше материала и учитывая этажное расположение рудных тел месторождения, представляется следующая модель формирования месторождения. На возможность образования древних колчеданных руд по механизму «чёрных курильщиков» указывает холмообразная форма проксимальных рудных залежей на месторождении, широкое развитие брекчиевых, градиционно-слоистых и дру-

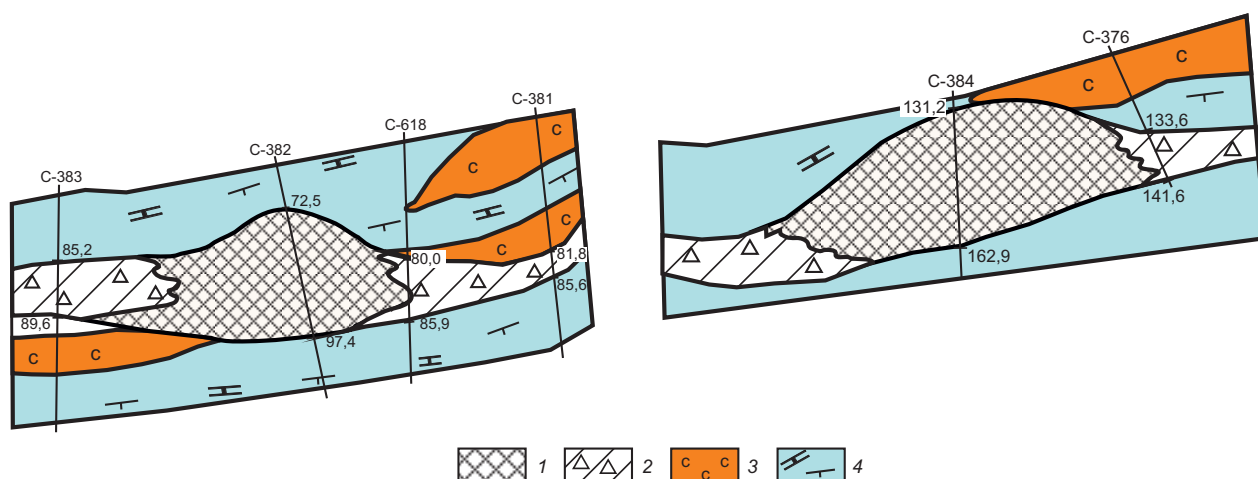


Рис. 17. Фрагменты строения рудных тел по разведочному профилю 27:

1–2 – рудные тела: 1 – слоистые, массивные, прожилково-вкрапленные, без расчленения; 2 – брекчиевые; 3 – сидериты; 4 – рудовмещающая вулканогенно-терригенно-карбонатная толща олдындинской свиты

гих подобных текстурных форм в них, образованных за счёт продуктов разрушения «курильщика», а также осаднения дисперсного рудного вещества из восходящих плюмов.

Дистальные рудные залежи формировались в условиях, сходных с осадконакоплением, и образовались из материала плюмов нейтральной плавленности и материала дымов «чёрных курильщиков» (водородное дисперсное гидротермально-осадочное образование), что подтверждается полным совпадением структурных форм руд и современных металлоносных осадков [47, 48, 68, 69].

Этажное положение рудных тел указывает на возможность формирования дополнительной рудной массы в нижних рудных телах, уже частично захороненных путём придонного замещения в частично проницаемой среде. Температурные, окислительно-восстановительные и химические условия между морской водой и непроницаемым морским дном обеспечивают идеальную среду для увеличения количества металла, осадённого во время гидротермальной активности, что отчасти объясняет, почему образование многих крупных древних месторождений VMS связано с придонным переотложением [66, 71]. Процессы переотложения также приводят к созданию полупроницае-

мого перекрывающего слоя, который улучшает «очистку» сульфидного месторождения. Это приводит к модернизации существующих минеральных комплексов и их типов, что может повысить содержание металла на месторождении [67, 70, 72].

Некоторые спорные вопросы возраста месторождения. Как уже было показано, отложения олдындинской свиты на основании многочисленных определений фауны в её пределах имеют нижнекембрийский возраст.

В то же время на водоразделе рек Ульдзуйтуй–Известковый, Лев. Олдында, р. Кыджимит, р. Хакусы, руч. Хулудый проведены сборы и определения водорослей, распространённых в силуре–девоне, мшанок рода *Ceramopora*, кораллов, распространённых в ордовике–девоне, это позволило О. Р. Мининой [34, 35, 36] сделать вывод о том, что в олдындинской свите обнаружены гетерогенные комплексы органических остатков, позволяющие говорить об аллохтонном залегании известняковых тел с фауной нижнего палеозоя, и предполагать среднепалеозойское время накопления вулканогенно-осадочных образований, относимых к озёрнинской толще.

Не оспаривая факт сбора «молодой» фауны, отметим следующее:

1) приведённый разрез озёрнинской толщи [36] не соответствует разрезу месторождения, показанному на рис. 6 настоящей статьи;

2) основные сборы проведены за пределами Озёрного месторождения и рудного поля, сборы, проведённые в карьере, не конкретизированы по месту отбора и конкретной привязке. В связи с этим данные о «молодом» возрасте всего разреза являются дискуссионными и требуют конкретизации. Наши работы и работы многочисленных исследователей месторождения и рудного поля не выявили наличия надвиговых структур. Необходимо также обратить внимание на многочисленные сборы фауны и водорослей непосредственно в пределах месторождения, указывающих на нижнекембрийский возраст, что нами было показано выше, а также приведено в работах Э. Г. Дистанова [14, 16];

3) кроме останцов вулканогенно-терригенных отложений олдындинской свиты среди гранитоидов Витимканского и Куналейского комплексов сохранились вулканогенные и терригенные отложения ордовика, триаса, юры и мела, которые перекрывают нижний кембрий и в некоторых случаях по составу к ним близки;

4) данные по изотопному возрасту магматических пород олдындинской свиты и субвулканических гранит-порфиров и риолитов Озёрнинского комплекса свидетельствуют о том, что их возраст – 513–529 млн лет [8, 11, 46].

Заключение. 1. В пределах Удино-Витимской структурно-формационной зоны выделяются две подзоны: внутренняя Еравнинская с преобладанием вулканогенных образований и внешняя Курбинская, где превалирует карбонатное осадконакопление. В Еравнинской подзоне оруденение связано с терригенно-карбонатно-вулканогенными отложениями олдындинской свиты, содержащими колчеданно-полиметаллические, железоскарновые, сидеритовые, медно-баритовые и борные месторождения. В Курбинской подзоне рудоносными являются доломитоизвестняковые отложения курбинской свиты с полиметаллическим оруденением.

2. Озёрнинский рудный узел соответствует одноимённому блоку первого порядка площадью 80 км², ограниченному разломами. В его строении участвуют нижнекембрийские и триасово-раннеюрские образования, преимущественно вулканогенные породы среднего и кислого состава, а также субвулканические интрузии автомагмати-

ческих брекчий. Наибольшая мощность туфогенно-осадочной пачки, вмещающей основные залежи колчеданно-полиметаллических руд, отмечается именно в этом узле.

3. Месторождение Озёрное расположено в центральной части Озёрнинского узла и характеризуется мощной (свыше 2000 м) толщиной нижнекембрийских отложений и глубоким залеганием кровли гранитов Витимканского комплекса.

4. На месторождении выделены три рудоносных уровня, из которых главный промышленный интерес представляет верхний уровень. Он приурочен к пачке переслаивающихся известняков, известняковых брекчий, туфов и туфогенно-осадочных пород верхней подсвиты олдындинской свиты, включающей туффитовый, два продуктивных и кристаллотуфовый горизонты.

5. Субвулканические тела Озёрнинского комплекса представляют собой интрузивные аналоги пород олдындинской свиты. Наиболее ранние из них – автомагматические брекчии риодацитов – прорывают рудовмещающую толщу и обрамляют месторождение, образуя силлообразное тело мощностью 140–200 м, повторяющее конфигурацию синклинальной складки.

6. Месторождение сформировалось в удалённой фациальной зоне между двумя центрами вулканической активности. В пределах рудного поля наиболее интенсивно проявились извержения центрального типа, сформировавшие мощные покровы прижерловых и промежуточных фаций.

7. Породы Озёрнинского вулканоплутонического комплекса образуют непрерывный ряд составов от риолитов до базальтов, относясь к щелочноземельной серии с повышенной щёлочностью и соответствуя производным калий-натровой известково-щелочной магматической серии.

8. Сквозными элементами комплекса являются медь, серебро, цинк, никель, кобальт, галлий, олово, хром, марганец, титан, ванадий и барий.

9. Возраст олдындинской свиты, определённый по фауне археоциат, трилобитов и водорослей, соответствует обручевскому и качинскому горизонтам тойонского яруса нижнего кембрия.

10. Широко развитые в разрезе известняковые брекчии интерпретируются как брекчии обрушения рифогенных построек. Масштабы развития брекчий и сохранившиеся реликты построек из водорослевых и археоциатовых известняков указывают на размеры последних в пределах 400–500 м на 200–300 м.

11. Рудные тела месторождения по структуре подразделяются на три группы: тонкозернистые (массивные, полосчатые, брекчиевидные, вкрапленные), мелкозернистые (массивные, полосчатые, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные) и разнозернистые. Детальное минералогическое картирование позволило установить в пределах рудного тела 8 ритмично-слоистую и градационно-слоистую зональность.

12. Новые данные по вещественному составу руд получены при изучении их основных типов (сплошные массивные, слоистые, брекчиевые) на сканирующем электронном микроскопе TESCAN в ПИН РАН. В сульфидной минерализации выделяются несколько генераций пирита: первая (тонкоглобулярные выделения и фрамбоидальный пирит), вторая (колломорфный и тонкий субгидральный пирит, нарастающий на ранние формы), третья (выделения в интерстициях почковидного пирита) и четвёртая (кубические кристаллы и зернистые агрегаты, ассоциирующие со сфалеритом и галенитом поздних прожилков).

13. Месторождение Озёрное относится к типу VMS, сформированному в надвулканической обстановке, сопряжённой с рифогенными постройками, что подтверждается наличием известняковых брекчий – продуктов разрушения археоциатовых рифов. Формирование руд могло происходить по механизму, аналогичному современным «чёрным курильщикам»: проксимальные залежи имеют холмообразную форму и содержат брекчиевые, градационно-слоистые текстуры, образованные разрушением гидротермальных построек и осаждением вещества из восходящих плюмов. Дистальные залежи формировались из материала нейтрально-плавучих плюмов и гидрогенного дисперсного осадочного вещества, что подтверждается сходством структур руд с современными металлоносными осадками. Этажное расположение рудных тел указывает на возможность дополнительного рудообразования в нижних, частично захороненных телах, путём придонного замещения в проницаемой среде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В. В. К вопросу о генезисе одного колчеданно-полиметаллического месторождения Западного Забайкалья // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Иркутск, 1971. – С. 11–13.
2. Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 168 с.
3. Бутов Ю. П. Рудоносность нижнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций северо-западной части Витимского плоскогорья // Рудоносность и структуры рудных месторождений БурАССР. – Улан-Удэ, 1970. – С. 28–40.
4. Варламов В. А., Донец А. И., Кузнецова Т. П. Изучение закономерностей развития магматизма и взаимоотношений магматических образований с колчеданно-полиметаллическим оруденением в Еравнинском рудном районе. – Отчёт по теме 79-2/41 (53д). – 1971.
5. Васильев И. Л. Геология Еравнинского рудного поля. – Новосибирск: Наука, 1977. – 126 с.
6. Ветров Д. В., Крупский А. А. Еравнинский железорудный район // Труды II совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. – Улан-Удэ, 1964. – С. 54–68.
7. 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 Озёрного месторождения в Забайкалье,

- Россия // Геология рудных месторождений. – 2023. – Т. 65, № 3. – С. 201–237.
8. *Гордиенко И. В., Булгатов А. Н., Руженцев С. В., Минина О. Р., Климук В. С., Ветлужских Л. И., Ласточкин Н. И., Ситникова В. С., Ветлужских Т. А.* История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее–палеозое // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 589–614.
 9. *Гордиенко И. В., Нефедьев М. А.* Курбино-Еравнинский рудный район Западного Забайкалья: геолого-геофизическое строение, типы рудных месторождений, прогнозная оценка и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57, № 2. – С. 114–124.
 10. *Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение), серия Алдано-Забайкальская, лист N-49 «Чита». Объяснительная записка.* – СПб., 2011. – 632 с.
 11. *Дамдинов Б. Б., Викентьев И. В., Дамдинова Л. Б., Минина О. Р., Жмодик С. М., Соболев И. Д., Тюкова Е. Э., Спирина А. В., Извекова А. Д., Москвитина М. Л., Сажина Т. И., Бадмажапов Б. Б.* Проблемы генезиса месторождений Озернинского полиметаллического рудного узла (Западное Забайкалье, Россия) // Отечественная геология. – 2023. – № 2. – С. 73–87.
 12. *Дамдинова Л. Б., Дамдинов Б. Б., Викентьев И. В., Реутский В. Н.* Условия перекристаллизации руд Озерного полиметаллического месторождения (западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. – 2024. – Т. 66, № 2. – С. 171–184.
 13. *Демидов В. В.* Основные черты осадконакопления рудовмещающей толщи колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное (Западное Забайкалье) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. – 1969. – Вып. 6, Ч. I. – С. 203–206.
 14. *Дистанов Э. Г.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. – Новосибирск : Наука, 1977. – 351 с.
 15. *Дистанов Э. Г.* Рудные формации колчеданно-полиметаллических месторождений юга Сибири // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. – 1972. – Вып. 143.
 16. *Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р.* Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1975. – 172 с.
 17. *Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С.* Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. – 1972. – № 2. – С. 3–22.
 18. *Донец А. И.* Геологическое строение Озернинского рудного узла и закономерности размещения в его пределах сульфидного оруденения : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Донец Александр Иванович. – М. : ЦНИГРИ, 1972. – 22 с.
 19. *Ковалев К. Р.* Закономерности вулканогенно-осадочного рудообразования в Еравнинском рудном районе (Западное Забайкалье) // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1986. – С. 135–151.
 20. *Ковалев К. Р.* Рудоносность венд-кембрийских формаций центрального и восточного сегментов Центрально-Азиатского подвижного пояса и регенерация оруденения // Закономерности размещения полезных ископаемых (металлогения Сибири). – М. : Наука, 1988. – Т. XV. – С. 120–125.
 21. *Ковалев К. Р., Бусленко А. И.* Гидротермально-осадочный рудогенез и полиметаморфизм руд Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье). – Новосибирск : Наука, 1992. – 214 с.
 22. *Ковалев К. Р., Гаськов И. В., Акимцев В. А.* Колчеданное рудообразование древних вулканических областей и современных спрединг-зон. – Новосибирск : ОИГГиМ СО РАН, 1993. – 64 с.
 23. *Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г.* О генезисе Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения // Геология и геофизика. – 1983. – № 11. – С. 32–40.
 24. *Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г.* Условия образования стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений Бурятии // Стратиформные рудные месторождения. – М. : Наука, 1987. – С. 134–144.
 25. *Ковалев К. Р., Дистанов Э. Г., Перцева А. П.* Вариации изотопного состава серы сульфидов при вулканогенно-осадочном рудообразовании и метаморфизме руд Озернинского рудного узла в Западном Забайкалье // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40, № 4. – С. 336–353.
 26. *Ковалев К. Р., Кочеткова К. В.* О генезисе колчеданного месторождения Зангода в Западном Забайкалье // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1977. – С. 190–209.
 27. *Ковалев К. Р., Перцева А. П., Бусленко А. И.* Изотопные исследования в решении проблем рудогенеза Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) // Изотопные исследования процессов рудообразования. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1991. – С. 4–29.
 28. *Крупский А. А., Рукавец В. Ф.* Особенности металлогенического районирования Курбино-Еравнинского района БурАССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. – Улан-Удэ : 1971. – Вып. 14. – С. 22–24.
 29. *Крупский А. А., Рукавец В. Ф.* Структурно-металлогенические особенности каледонид Курбино-

- Еравнинского рудного района (Западное Забайкалье) // Геосинклинальные пояса Центральной Азии. – Улан-Удэ, 1973. – С. 45–61.
30. Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Серавина Т. В. Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – М. : ЦНИГРИ, 2019. – 207 с.
 31. Кузнецов В. В., Серавина Т. В., Конкина А. А. Классификация свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических месторождений на основе их формационных типов // Отечественная геология. – 2025. – № 4. – С. 3–23.
 32. 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.
 33. Малаев А. А. Изучение геолого-структурных особенностей, вещественного состава руд и оценка перспектив колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное. – М. : ЦНИГРИ, 1967.
 34. Минина О. Р., Гордиенко И. В., Дамдинов Б. Б., Тапшылов В. С., Гонегер Т. А., Скрипников М. С., Ланцева В. С., Хубанов В. Б., Кислов Е. В. Новые данные о возрасте рудовмещающих отложений Озерного полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Литология и полезные ископаемые. – 2023. – № 3. – С. 299–314.
 35. Минина О. Р., Доронина Н. А., Некрасов Г. Е., Ветлужских Л. И., Ланцева В. С., Аристов В. А., Наугольных С. В., Куриленко А. В., Ходырева Е. В. Ранние герциниды Байкало-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) // Геотектоника. – 2016. – № 3. – С. 63–84.
 36. Минина О. Р., Ланцева В. С., Соболев И. Д. Состав, возраст и обстановки формирования озернинской толщи Удино-Витимской зоны (западное Забайкалье, Россия) // Литология и полезные ископаемые. – 2025. – № 3. – С. 296–315.
 37. Нуварьева Ю. А. Магматические породы и метаморфизм на колчеданных, сидеритовых и магнетитовых месторождениях Еравнинского рудного района в Забайкалье // Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. – 1974. – Вып. 191. – С. 76–88.
 38. Нуварьева Ю. А. О взаимоотношениях колчеданных и сидеритовых руд на Озерном месторождении // Новые данные по геологии рудных месторождений Сибири. – 1974. – Вып. 198. – С. 22–29.
 39. Нуварьева Ю. А., Сливинский А. А. Некоторые признаки парагенезиса стратиформных колчеданно-полиметаллических и железорудных месторождений Забайкалья // Процессы осадочных и вулканогенно-осадочных накоплений цветных металлов. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1980. – С. 119–124.
 40. Нуварьева Ю. А., Сливинский А. А., Якимов Л. И. Полифациальность вулканогенного рудообразования и метаморфизм руд на примере железорудных месторождений Западного Забайкалья // Вулканогенно-осадочное рудообразование в Сибири. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1980. – Вып. 274. – С. 61–73.
 41. Плотников Ю. В., Рипп Г. С. Геология, закономерности размещения и генетические особенности колчеданного оруденения в северной части Курбинского района Бурятской АССР // Минералого-геохимические очерки Забайкалья. – Улан-Удэ, 1971. – С. 120–126.
 42. Рипп Г. С. Геохимия эндогенного оруденения и критерии прогноза в складчатых областях. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1984. – 189 с.
 43. Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф. Первичные ореолы рассеяния некоторых типов эндогенных месторождений Западного Забайкалья // Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию БГУ. – Улан-Удэ, 1967. – С. 392–396.
 44. Рипп Г. С., Гурулев С. А., Кавиладзе М. Ш. Изотопный состав серы стратиформных месторождений Бурятии // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1977. – С. 209–218.
 45. Рипп Г. С., Куницын В. Г. Изотопно-геохимическая зональность Озернинского рудного узла // Геол.-генет. модели и локал. прогнозир. эндоген. оруденения в Забайкалье. – Новосибирск : АН СССР СО, 1991. – С. 98–107.
 46. Руженцев С. В., Минина О. Р., Некрасов Г. Е., Аристов В. А., Голюнко Б. Г., Доронина Н. А., Лыхин Д. А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. – 2012. – № 2. – С. 3–28.
 47. Русаков В. Ю. Геохимические особенности гидротермальных плюмов над полями ТАГ и Брокен Спур (Срединно-Атлантический хребет) // Геохимия. – 2009. – № 2. – С. 115–140.
 48. Русаков В. Ю. Сравнительный анализ минерального и химического состава дымов «черных курильщиков» гидротермальных полей ТАГ и Брокен Спур (Срединно-Атлантический хребет) // Геохимия. – 2007. – № 7. – С. 766–785.
 49. Серавина Т. В., Инякин А. В., Кузнецов В. В., Мурзин О. В., Зяятдинов М. Р., Конкина А. А., Кудрявцева Н. Г. Особенности и условия накопления вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия (Салаирский кряж) // Отечественная геология. – 2017. – № 2. – С. 22–30.
 50. Сливинский А. А., Матюхин Н. Е., Гаврилов О. И. Новый тип медно-молибденового оруденения в Еравнинском рудном районе и его поисковые при-

- знаки // Материалы по геологии Забайкалья. – 1972. – Вып. 67. – С. 14–20.
51. Тарасова Р. С. Озерное колчеданно-полиметаллическое месторождение. Материалы разведки верхних горизонтов, пересчет запасов на 01.VI.1975 г. Отчет Озерной ГРП за 1974–1975 гг. – Улан-Удэ : 1975.
 52. Тарасова Р. С., Бабкин И. Н., Близнюк М. В., Филько А. С., Горбунов С. В., Алкалаев Б. К. Озерное колчеданное свинцово-цинковое месторождение. Отчёт за 1964–1969 гг. с подсчетом запасов. – Улан-Удэ : Бурят. геол. упр., 1969. – 432 с.
 53. Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. – 1972. – Вып. 143. – С. 79–97.
 54. Тетяев М. М. Геотектоника СССР. – Л.–М. : ОНТИ НКТП СССР, 1938. – 309 с.
 55. Феофилактов Г. А. Новые данные о структуре Озерного месторождения // Советская геология. – 1982. – № 7. – С. 41–48.
 56. Феофилактов Г. А. О связи разнотипного оруденения Озернинского рудного узла с единой посторогенной магматогенно-гидротермальной системой // Геология, минералогия и условия образования гидротермальных месторождений Забайкалья. – Новосибирск : Наука, Сибирское отделение, 1987. – С. 116–124.
 57. Филько А. С., Бабкин И. Н., Тарасова Р. С. Озерное свинцово-цинковое месторождение // Разведка и охрана недр. – 1967. – № 3. – С. 17–22.
 58. Фирсов А. П. Условия образования интрузий кварц-плагиоклазовых порфиров Озернинского рудного поля и причина связи с ними оруденения // Магматические комплексы и рудные месторождения Забайкалья. – 1986. – С. 94–102.
 59. Хренов П. М., Рафиенко Н. И. К металлогении Северо-Западного Забайкалья // Материалы по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. – Иркутск, 1960.
 60. Хрянина Л. П. О нижнекембрийских интрузиях автомагматических брекчий в Северной Бурятии // Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию БГУ. – Улан-Удэ, 1967. – С. 114–116.
 61. Хрянина Л. П. Об особенностях развития эффузивного магматизма в верхней части олдындинской свиты на юге Витимского плоскогорья // Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию БГУ. – Улан-Удэ, 1967. – С. 107–110.
 62. Царев Д. И. Генезис Озерного колчеданно-цинкового месторождения в Забайкалье // Известия АН СССР. – 1983. – С. 97–107.
 63. Царев Д. И. Генетические признаки рудных месторождений. – Улан-Удэ, 1994. – 328 с.
 64. Язмир М. М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР. – 1972. – Вып. XV. – С. 57–65.
 65. Язмир М. М., Перинова Э. П., Алексеев В. И. Стратиграфия и формации раннего палеозоя Удино-Витимской зоны и ее дальнейшее подразделение // Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию БГУ. – Улан-Удэ, 1967. – С. 33–38.
 66. Doyle M. G., Allen R. L. Subsea-floor replacement in volcanichosted massive sulfide deposits // Ore Geology Reviews. – 2003. – Vol. 23. – P. 183–222.
 67. Eldridge C. S., Barton P. B. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies // Economic Geology Monograph 5. – 1983. – P. 241–281.
 68. Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G. Volcanogenic massive sulfide deposits // Economic Geology 100th anniversary volume, 1905–2005: Littleton, Colo., Society of Economic Geologists. – 2005. – P. 523–560.
 69. Gibson H. L., Morton R. L., Hudak G. J. Submarine volcanic processes, deposits and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits // Reviews in Economic Geology. – 1999. – Vol. 8. – P. 13–51.
 70. Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // Reviews in Mineralogy. – 1986. – Vol. 16. – P. 491–559.
 71. Piercey S. J. A semipermeable interface model for the genesis of subseafloor replacement-type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits // Economic Geology. – 2015. – Vol. 110. – P. 1655–1660.
 72. Schard C., Large R. R. New insights into the genesis of volcanic-hosted massive sulfide deposits on the seafloor from numerical modeling studies // Ore Geology Reviews. – 2009. – Vol. 35. – P. 333–351.

REFERENCES

1. *Andreyev V. V.* K voprosu o genezise odnogo kolchedanno-polimetallichesкого mestorozhdeniya Zapadnogo Zabaykal'ya [On the question of the genesis of one pyrite-polymetallic deposit in Western Transbaikalia], *Geologiya i poleznyye iskopayemye Vostochnoy Sibiri*, Irkutsk, 1971, pp. 11–13. (In Russ.)
2. *Belichenko V. G., Komarov Yu. V., Musin Yu. B.* Geologo-petrograficheskiy ocherk yuzhnoy okrainy Vitimskogo ploskogor'ya (Severo-Zapadnoye Zabaykal'ye) [Geological and petrographic essay on the southern edge of the Vitim plateau (Northwestern Transbaikalia)], Moscow, AN SSSR publ., 1962, 168 p. (In Russ.)
3. *Butov Yu. P.* Rudonosnost' nizhnepaleozoyskikh osadochnykh i vulkanogenno-osadochnykh formatsiy severo-zapadnoy chasti Vitimskogo ploskogor'ya [Ore-bearing capacity of Lower Paleozoic sedimentary and volcanogenic-sedimentary formations of the northwestern part of the Vitim plateau], *Rudonosnost' i struktury rudnykh mestorozhdeniy BurASSR*, Ulan-Ude, 1970, pp. 28–40. (In Russ.)
4. *Varlamov V. A., Donets A. I., Kuznetsova T. P.* Izucheniye zakonmernostey razvitiya magmatizma i vzaimootnosheniy magmaticheskikh obrazovaniy s kolchedanno-polimetallicheskim orudneniyem v Yeravninskom rudnom rayone, Otchet po teme 79-2/41 (53d) [Study of the patterns of development of magmatism and the relationships of magmatic formations with pyrite-polymetallic mineralization in the Eravninsky ore region, Report on topic 79-2/41 (53d)], 1971. (In Russ.)
5. *Vasil'yev I. L.* Geologiya Yeravninskogo rudnogo polya [Geology of the Eravninsky ore field], Novosibirsk, Nauka publ., 1977, 126 p. (In Russ.)
6. *Vetrov D. V., Krupskiy A. A.* Yeravninskiy zhelezorudnyy rayon [Eravninsky iron ore region], *Trudy II soveshchaniya po metallogenii Sayano-Baykal'skoy gornoy oblasti*, Ulan-Ude, 1964, pp. 54–68. (In Russ.)
7. *Vikent'yev I. V., Damdinov B. B., Minina O. R., Spirina A. V., Damdinova L. B.* Klassifikatsiya protsessov polimetallichesкого rudoobrazovaniya i perekhodnyy VMS-SEDEX-MV-tip – primer gigant'skogo Ozernogo mestorozhdeniya v Zabaykal'ye, Rossiya [Classification of polymetallic ore formation processes and the transitional VMS-SEDEX-MV type – an example of the giant Ozernoye deposit in Transbaikalia, Russia], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 2023, V. 65, No. 3, pp. 201–237. (In Russ.)
8. *Gordiyenko I. V., Bulgatov A. N., Ruzhentsev S. V., Minina O. R., Klimuk V. S., Vetluzhskikh L. I., Lastochkin N. I., Sitnikova V. S., Vetluzhskikh T. A.* Istoriya razvitiya Udino-Vitimskoy ostrovoduzhnoy sistemy Zabaykal'skogo sektora Paleoaziatskogo okeana v pozdnem rifeye–paleozoye [History of the development of the Uda-Vitim island-arc system of the Transbaikal sector of the Paleasian Ocean in the late Riphean–Paleozoic], *Geologiya i geofizika*, 2010, V. 51, No. 5, pp. 589–614. (In Russ.)
9. *Gordiyenko I. V., Nefed'yev M. A.* Kurbinno-Yeravninskiy rudnyy rayon Zapadnogo Zabaykal'ya: geologo-geofizicheskoye stroeniye, tipy rudnykh mestorozhdeniy, prognoznaya otsenka i perspektivy osvoeniya [Kurbino-Eravninsky ore region of Western Transbaikalia: geological and geophysical structure, types of ore deposits, forecast assessment and development prospects], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 2015, V. 57, No. 2, pp. 114–124. (In Russ.)
10. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii*, masshtab 1, 1 000 000 (tret'ye pokoleniye), seriya Aldano-Zabaykal'skaya, list N-49 "Chita". Obyasnitel'naya zapiska [State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000 (third generation), Aldan-Transbaikal series, sheet N-49 "Chita". Explanatory note], St. Petersburg, 2011, 632 p. (In Russ.)
11. *Damdinov B. B., Vikent'yev I. V., Damdinova L. B., Minina O. R., Zhmodik S. M., Sobolev I. D., Tyukova Ye. E., Spirina A. V., Izvekova A. D., Moskvitina M. L., Sazhina T. I., Badmazhapov B. B.* Problemy genezisa mestorozhdeniy Ozerninskogo polimetallichesкого rudnogo uzla (Zapadnoye Zabaykal'ye, Rossiya) [Problems of the genesis of the Ozerninskoe deposits poly-metallic ore cluster (Western Transbaikalia, Russia)], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 2, pp. 73–87. (In Russ.)
12. *Damdinova L. B., Damdinov B. B., Vikent'yev I. V., Reutskiy V. N.* Usloviya perekristallizatsii rud Ozernogo polimetallichesкого mestorozhdeniya (zapadnoye Zabaykal'ye, Rossiya) [Recrystallization conditions of ores of the Ozernoye polymetallic deposit (western Transbaikalia, Russia)], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 2024, V. 66, No. 2, pp. 171–184. (In Russ.)
13. *Demidov V. V.* Osnovnyye cherty osadkonakopleniya rudovmeshchayushchey tolshchi kolchedanno-polimetallichesкого mestorozhdeniya Ozernoye (Zapadnoye Zabaykal'ye) [Main features of sedimentation of the ore-bearing strata of the Ozernoye pyrite-polymetallic deposit (Western Transbaikalia)], *Voprosy geologii Pribaykal'ya i Zabaykal'ya*, 1969, Is. 6, Pt. I, pp. 203–206. (In Russ.)
14. *Distanov E. G.* Kolchedanno-polimetallicheskiye mestorozhdeniya Sibiri [Pyrite-polymetallic deposits of Siberia], Novosibirsk, Nauka publ., 1977, 351 p. (In Russ.)
15. *Distanov E. G.* Rudnyye formatsii kolchedanno-polimetallichesкого mestorozhdeniy yuga Sibiri [Ore formations of pyrite-polymetallic deposits in southern

- Siberia], *Geologiya i genezis endogennykh rudnykh formatsiy Sibiri*, 1972, Is. 143. (In Russ.)
16. *Distanov E. G., Kovalev K. R.* Tekstury i struktury gidrotermal'no-osadochnykh kolchedanno-polimetallicheskiy rud Ozernogo mestorozhdeniya [Textures and structures of hydrothermal-sedimentary pyrite-polymetallic ores of the Ozernoye deposit], *Novosibirsk, Nauka, Sibirskoye otdeleniye publ.*, 1975, 172 p. (In Russ.)
 17. *Distanov E. G., Kovalev K. R., Tarasova R. S.* Geologicheskoye stroyeniye i genezis Ozernogo svintsovo-tsinkovogo kolchedannogo mestorozhdeniya (Zapadnoye Zabaykal'ye) [Geological structure and genesis of the Ozernoye lead-zinc pyrite deposit (Western Transbaikalia)], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1972, No. 2, pp. 3–22. (In Russ.)
 18. *Donets A. I.* Geologicheskoye stroyeniye Ozerninskogo rudnogo uzla i zakonmernosti razmeshcheniya v yego predelakh sul'fidnogo orudneniya [Geological structure of the Ozerninsky ore cluster and patterns of distribution of sulfide mineralization within its boundaries], *Moscow, TSNIIGRI publ.*, 1972, 22 p. (In Russ.)
 19. *Kovalev K. R.* Zakonomernosti vulkanogenno-osadochnogo rudoobrazovaniya v Yeravninskom rudnom rayone (Zapadnoye Zabaykal'ye) [Regularities of volcanogenic-sedimentary ore formation in the Eravninsky ore region (Western Transbaikalia)], *Endogennyye rudnyye formatsii Sibiri i problemy rudoobrazovaniya*, *Novosibirsk, Nauka, Sibirskoye otdeleniye publ.*, 1986, pp. 135–151. (In Russ.)
 20. *Kovalev K. R.* Rudonosnost' vend-kembriyskiykh formatsiy tsentral'nogo i vostochnogo segmentov Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa i regeneratsiya orudneniya [Ore-bearing capacity of Vendian-Cambrian formations of the central and eastern segments of the Central Asian mobile belt and regeneration of mineralization], *Zakonomernosti razmeshcheniya poleznykh iskopayemykh (metallogeniya Sibiri)*, *Moscow, Nauka publ.*, 1988, V. XV, pp. 120–125. (In Russ.)
 21. *Kovalev K. R., Buslenko A. I.* Gidrotermal'no-osadochnyy rudogenez i polimetamorfizm rud Ozerninskogo rudnogo uzla (Zapadnoye Zabaykal'ye) [Hydrothermal-sedimentary ore genesis and polymetamorphism of ores of the Ozerny ore cluster (Western Transbaikalia)], *Novosibirsk, Nauka publ.*, 1992, 214 p. (In Russ.)
 22. *Kovalev K. R., Gas'kov I. V., Akimtsev V. A.* Kolchedannoye rudoobrazovaniye drevnykh vulkanicheskikh oblastey i sovremennykh spredingovykh zon [Pyrite ore formation in ancient volcanic regions and modern spreading zones], *Novosibirsk, OIGGiM SO RAN publ.*, 1993, 64 p. (In Russ.)
 23. *Kovalev K. R., Distanov E. G.* O genezise Ozernogo kolchedanno-polimetallicheskogo mestorozhdeniya [On the genesis of the Ozernoye pyrite-polymetallic deposit], *Geologiya i geofizika*, 1983, No. 11, pp. 32–40. (In Russ.)
 24. *Kovalev K. R., Distanov E. G.* Usloviya obrazovaniya stratiformnykh kolchedanno-polimetallicheskiy mestorozhdeniy Buryatii [Conditions of formation of stratiform pyrite-polymetallic deposits of Buryatia], *Stratiformnyye rudnyye mestorozhdeniya*, *Moscow, Nauka publ.*, 1987, pp. 134–144. (In Russ.)
 25. *Kovalev K. R., Distanov E. G., Pertseva A. P.* Variatsii izotopnogo sostava sery sul'fidov pri vulkanogenno-osadochnom rudoobrazovanii i metamorfizme rud Ozerninskogo rudnogo uzla v Zapadnom Zabaykal'ye [Variations in the isotopic composition of sulfur in sulfides during volcanogenic-sedimentary ore formation and metamorphism of ores of the Ozerny ore cluster in Western Transbaikalia], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1998, V. 40, No. 4, pp. 336–353. (In Russ.)
 26. *Kovalev K. R., Kochetkova K. V.* O genezise kolchedannogo mestorozhdeniya Zangoda v Zapadnom Zabaykal'ye [On the genesis of the Zangoda pyrite deposit in Western Transbaikalia], *Voprosy genezisa stratiformnykh svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy Sibiri*, *Novosibirsk, Nauka, Sibirskoye otdeleniye publ.*, 1977, pp. 190–209. (In Russ.)
 27. *Kovalev K. R., Pertseva A. P., Buslenko A. I.* Izotopnyye issledovaniya v reshenii problem rudogeneza Ozerninskogo rudnogo uzla (Zapadnoye Zabaykal'ye) [Isotope studies in solving the problems of ore genesis of the Ozerny ore cluster (Western Transbaikalia)], *Izotopnyye issledovaniya protsessov rudoobrazovaniya*, *Novosibirsk, Nauka, Sibirskoye otdeleniye publ.*, 1991, pp. 4–29. (In Russ.)
 28. *Krupskiy A. A., Rukavets V. F.* Osobennosti metallogenicheskogo rayonirovaniya Kurbino-Yeravninskogo rayona BurASSR [Features of metallogenic zoning of the Kurbino-Eravninsky region of the Buryat ASSR], *Materialy po geologii i poleznym iskopayemyy BurASSR*, *Ulan-Ude*, 1971, Is. 14, pp. 22–24. (In Russ.)
 29. *Krupskiy A. A., Rukavets V. F.* Strukturno-metallogenicheskkiye osobennosti kaledonid Kurbino-Yeravninskogo rudnogo rayona (Zapadnoye Zabaykal'ye) [Structural and metallogenic features of the Caledonides of the Kurbino-Eravninsky ore region (Western Transbaikalia)], *Geosinklinal'nyye poyasa Tsentral'noy Azii*, *Ulan-Ude*, 1973, pp. 45–61. (In Russ.)
 30. *Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Seravina T. V.* Osnovy prognoza i poiskov kolchedanno-polimetallicheskiy mestorozhdeniy Rudnogo Altaya, *Moscow, TSNIIGRI publ.*, 2019, 207 p. (In Russ.)
 31. *Kuznetsov V. V., Seravina T. V., Konkina A. A.* Klassifikatsiya svintsovo-tsinkovykh i kolchedanno-polimetallicheskiy mestorozhdeniy na osnove ikh formatsionnykh tipov [Classification of lead-zinc and

- pyrite-polymetallic deposits based on their formation types], *Otechestvennaya geologiya*, 2025, No. 4, pp. 3–23. (In Russ.)
32. *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 for Russia and Krasnoyarsk Krai], *Zhurnal SFU. Tekhnika i tekhnologii*, 2017, No. 7, pp. 881–907. (In Russ.)
 33. *Malayev A. A.* Izucheniye geologo-strukturnykh osobennostey, veshchestvennogo sostava rud i otsenka perspektiv kolchedanno-polimetallicheskogo mestorozhdeniya Ozernoye [Study of geological and structural features, material composition of ores and assessment of the prospects of the pyrite-polymetallic deposit Ozernoye], Moscow, TSNIIGRI publ., 1967. (In Russ.)
 34. *Minina O. R., Gordiyenko I. V., Damdinov B. B., Tashlykov V. S., Gonager T. A., Skripnikov M. S., Lantseva V. S., Khubanov V. B., Kislov Ye. V.* Novyye dannyye o vozraste rudovmeshchayushchikh otlozheniy Ozernogo polimetallicheskogo mestorozhdeniya (Zapadnoye Zabaykal'ye) [New data on the age of ore-bearing sediments of the Ozernoye polymetallic deposit (Western Transbaikalia)], *Litologiya i poleznye iskopayemye*, 2023, No. 3, pp. 299–314. (In Russ.)
 35. *Minina O. R., Doronina N. A., Nekrasov G. Ye., Vetluzhskikh L. I., Lantseva V. S., Aristov V. A., Naugol'nykh S. V., Kurilenko A. V., Khodyreva Ye. V.* Ranniye gertsinidy Baykalo-Vitimskoy skladchatoy sistemy (Zapadnoye Zabaykal'ye) [Early Hercynides of the Baikal-Vitim folded system (Western Transbaikalia)], *Geotektonika*, 2016, No. 3, pp. 63–84. (In Russ.)
 36. *Minina O. R., Lantseva V. S., Sobolev I. D.* Sostav, vozrast i obstanovki formirovaniya ozerninskoy tolshchi Udino-Vitimskoy zony (zapadnoye Zabaykal'ye, Rossiya) [Composition, age and formation environments of the Ozerninskaya sequence of the Uda-Vitim zone (western Transbaikalia, Russia)], *Litologiya i poleznye iskopayemye*, 2025, No. 3, pp. 296–315. (In Russ.)
 37. *Nuvar'yeva YU. A.* Magmaticheskiye porody i metamorfizm na kolchedannykh, sideritovykh i magnetitovykh mestorozhdeniyakh Yeravninskogo rudnogo rayona v Zabaykal'ye [Igneous rocks and metamorphism at pyrite, siderite and magnetite deposits of the Eravninsky ore region in Transbaikalia], *Novyye dannyye po magmatizmu Altaye-Sayanskoy skladchatoy oblasti*, 1974, Is. 191, pp. 76–88. (In Russ.)
 38. *Nuvar'yeva Yu. A.* O vzaimootnosheniyyakh kolchedannykh i sideritovykh rud na Ozernom mestorozhdenii [On the relationships between pyrite and siderite ores at the Ozernoye deposit], *Novyye dannyye po geologii rudnykh mestorozhdeniy Sibiri*, 1974, Is. 198, pp. 22–29. (In Russ.)
 39. *Nuvar'yeva Yu. A., Slivinskiy A. A.* Nekotoryye priznaki paragenezisa stratiformnykh kolchedanno-polimetallicheskikh i zhelezorudnykh mestorozhdeniy Zabaykal'ya [Some features of the paragenesis of stratiform pyrite-polymetallic and iron ore deposits of Transbaikalia], *Protessy osadochnykh i vulkanogenno-osadochnykh nakopleniy tsvetnykh metallov*, Novosibirsk, Nauka, Sibirskoye otdeleniye publ., 1980, pp. 119–124. (In Russ.)
 40. *Nuvar'yeva Yu. A., Slivinskiy A. A., Yakimov L. I.* Polifatsial'nost' vulkanogenno rudoobrazovaniya i metamorfizm rud na primere zhelezorudnykh mestorozhdeniy Zapadnogo Zabaykal'ya [Polyfaciality of volcanogenic ore formation and ore metamorphism on the example of iron ore deposits of Western Transbaikalia], *Vulkanogenno-osadochnoye rudoobrazovaniye v Sibiri*, Novosibirsk, SNIIGiMS, 1980, Is. 274, pp. 61–73. (In Russ.)
 41. *Plotnikov YU. V., Ripp G. S.* Geologiya, zakonmernosti razmeshcheniya i geneticheskiye osobennosti kolchedannogo orudneniya v severnoy chasti Kurbinskogo rayona Buryatskoy ASSR [Geology, distribution patterns and genetic features of pyrite mineralization in the northern part of the Kurbinsky region of the Buryat ASSR], *Mineralogo-geokhimicheskiye ocherki Zabaykal'ya*, Ulan-Ude, 1971, pp. 120–126. (In Russ.)
 42. *Ripp G. S.* Geokhimiya endogenno orudneniya i kriterii prognoza v skladchatykh oblastyakh [Geochemistry of endogenous mineralization and forecast criteria in folded regions], Novosibirsk, Nauka, Sibirskoye otdeleniye publ., 1984, 189 p. (In Russ.)
 43. *Ripp G. S., Belogolovov V. F.* Pervichnyye oreoly rasseyaniya nekotorykh tipov endogennykh mestorozhdeniy Zapadnogo Zabaykal'ya [Primary dispersion halos of some types of endogenous deposits in Western Transbaikalia], *Materialy k geologicheskoy konferentsii, posvyashchennoy 50-letiyu Sov. gosudarstva i 10-letiyu BGU*, Ulan-Ude, 1967, pp. 392–396. (In Russ.)
 44. *Ripp G. S., Gurulev S. A., Kaviladze M. Sh.* Izotopnyy sostav sery stratiformnykh mestorozhdeniy Buryatii [Isotopic composition of sulfur in stratiform deposits of Buryatia], *Voprosy genezisa stratiformnykh svin-tsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy Sibiri*, Novosibirsk, Nauka, Sibirskoye otdeleniye publ., 1977, pp. 209–218. (In Russ.)
 45. *Ripp G. S., Kunitsyn V. G.* Izotopno-geokhimicheskaya zonal'nost' Ozerninskogo rudnogo uzla [Isotope-geochemical zoning of the Ozerny ore cluster], *Geol.-genet. modeli i lokal. prognoz. endogen. orudneniya v Zabaykal'ye*, Novosibirsk, AN SSSR SO publ., 1991, pp. 98–107. (In Russ.)
 46. *Ruzhentsev S. V., Minina O. R., Nekrasov G. Ye., Aristov V. A., Golionko B. G., Doronina N. A., Lykhin D. A.* Baykalo-Vitimskaya skladchataya sistema: stroyeniye

- i geodinamicheskaya evolyutsiya [Baikal-Vitim folded system: structure and geodynamic evolution], *Geotektonika*, 2012, No. 2, pp. 3–28. (In Russ.)
47. *Rusakov V. Yu.* Geokhimicheskiye osobennosti gidrotermal'nykh plyumov nad polyami TAG i Broken Spur (Sredinno-Atlanticheskiiy khrebet) [Geochemical features of hydrothermal plumes above the TAG and Broken Spur fields (Mid-Atlantic Ridge)], *Geokhimiya*, 2009, No. 2, pp. 115–140. (In Russ.)
 48. *Rusakov V. Yu.* Sravnitel'nyy analiz mineral'nogo i khimicheskogo sostava dymov “chernykh kuril'shchikov” gidrotermal'nykh poley TAG i Broken Spur (Sredinno-Atlanticheskiiy khrebet) [Comparative analysis of the mineral and chemical composition of smoke from “black smokers” of the TAG and Broken Spur hydrothermal fields (Mid-Atlantic Ridge)], *Geokhimiya*, 2007, No. 7, pp. 766–785. (In Russ.)
 49. *Seravina T. V., Inyakin A. V., Kuznetsov V. V., Murzin O. V., Zayatdinov M. R., Konkina A. A., Kudryavtseva N. G.* Osobennosti i usloviya nakopleniya vulkanogenno-osadochnykh otlozheniy nizhnego kembriya (Salairskiy kryazh) [Features and conditions of accumulation of volcanogenic-sedimentary deposits of the Lower Cambrian (Salair Ridge)], *Otechestvennaya geologiya*, 2017, No. 2, pp. 22–30. (In Russ.)
 50. *Slivinskiy A. A., Matyukhin N. Ye., Gavrilov O. I.* Novyy tip medno-molibdenovogo orudneniya v Yevravninskom rudnom rayone i yego poiskovyie priznaki [New type of copper-molybdenum mineralization in the Eravninsky ore region and its exploration features], *Materialy po geologii Zabaykal'ya*, 1972, Is. 67, pp. 14–20. (In Russ.)
 51. *Tarasova R. S.* Ozeroye kolchedanno-polimetallicheskoye mestorozhdeniye. Materialy dorazvedki verkhnykh gorizontov, pereschet zapasov na 01.VI.1975 g. Otchet Ozeroy GRP za 1974–1975 gg. [Ozeroye pyrite-polymetallic deposit. Materials of additional exploration of the upper horizons, recalculation of reserves as of 01.VI.1975. Report of the Ozeroye GRP for 1974–1975], Ulan-Ude, 1975. (In Russ.)
 52. *Tarasova R. S., Babkin I. N., Bliznyuk M. V., Fil'ko A. S., Gorbunov S. V., Alkalayev B. K.* Ozeroye kolchedannoye svintsovo-tsinkovoye mestorozhdeniye. Otchet za 1964–1969 gg. s podschetom zapasov [Ozeroye pyrite lead-zinc deposit. Report for 1964–1969 with reserve calculation], Ulan-Ude, Buryat. geol. upr. publ., 1969, 432 p. (In Russ.)
 53. *Tarasova R. S., Bliznyuk M. V., Babkin I. N.* O formatsionnom tipe n genezise Ozeroy svintsovo-tsinkovogo kolchedannogo mestorozhdeniya [On the formation type and genesis of the Ozeroye lead-zinc pyrite deposit], *Geologiya i genezis endogennykh rudnykh formatsiy Sibiri*, 1972, Is. 143, pp. 79–97. (In Russ.)
 54. *Tetyayev M. M.* Geotektonika SSSR [Geotectonics of the USSR], Leningrad–Moscow, GONTI publ., 1938, 298 p. (In Russ.)
 55. *Feofilaktov G. A.* Novyye dannyye o strukture Ozeroy mestorozhdeniya [New data on the structure of the Ozeroye deposit], *Sovetskaya geologiya*, 1982, No. 7, pp. 41–48. (In Russ.)
 56. *Feofilaktov G. A.* O svyazi raznotipnogo orudneniya Ozerinskogo rudnogo uzla s yedinoy postorogennoy magmatogenno-gidrotermal'noy sistemoy [On the relationship of the different types of mineralization of the Ozerinsky ore cluster with a single post-orogenic magmatic-hydrothermal system], *Geologiya, mineralogiya i usloviya obrazovaniya gidrotermal'nykh mestorozhdeniy Zabaykal'ya*, Novosibirsk, Nauka, Sibirskoye otdeleniye publ., 1987, pp. 116–124. (In Russ.)
 57. *Fil'ko A. S., Babkin I. N., Tarasova R. S.* Ozeroye svintsovo-tsinkovoye mestorozhdeniye [Ozeroye lead-zinc deposit], *Razvedka i okhrana neдр*, 1967, No. 3, pp. 17–22. (In Russ.)
 58. *Firsov A. P.* Usloviya obrazovaniya intruziy kvartspagioklazovykh porfirov Ozerinskogo rudnogo polya i prichina svyazi s nimi orudneniya [Conditions of formation of intrusions of quartz-plagioclase porphyries of the Ozeroy ore field and the reason for the connection of mineralization with them], *Magmaticheskiye komplekсы i rudnyye mestorozhdeniya Zabaykal'ya*, 1986, pp. 94–102. (In Russ.)
 59. *Khrenov P. M., Rafiyenko N. I.* K metallogenii Severo-Zapadnogo Zabaykal'ya [On the metallogeny of Northwestern Transbaikalia], *Materialy po geologii rudnykh mestorozhdeniy Zapadnogo Zabaykal'ya*, Irkutsk, 1960. (In Russ.)
 60. *Khryanina L. P.* O nizhnemembriyskikh intruziyakh avtomagmaticheskikh brekchiy v Severnoy Buryatii [On Lower Cambrian intrusions of automagmatic breccias in Northern Buryatia], *Materialy k geologicheskoy konferentsii, posvyashchennoy 50-letiyu Sov. gosudarstva i 10-letiyu BGU, Ulan-Ude*, 1967, pp. 114–116. (In Russ.)
 61. *Khryanina L. P.* Ob osobennostyakh razvitiya effuzivnogo magmatizma v verkhney chasti oldyndinskoy svity na yuge Vitimskogo ploskogor'ya [On the features of the development of effusive magmatism in the upper part of the Oldynda suite in the south of the Vitim plateau], *Materialy k geologicheskoy konferentsii, posvyashchennoy 50-letiyu Sov. gosudarstva i 10-letiyu BGU, Ulan-Ude*, 1967, pp. 107–110. (In Russ.)
 62. *Tsarev D. I.* Genezis Ozeroy kolchedannotsinkovogo mestorozhdeniya v Zabaykal'ye [Genesis of the Ozeroye pyrite-zinc deposit in Transbaikalia], *Izv. AN SSSR*, 1983, pp. 97–107. (In Russ.)
 63. *Tsarev D. I.* Geneticheskiye priznaki rudnykh mestorozhdeniy [Genetic characteristics of ore deposits], Ulan-Ude, 1994, 328 p. (In Russ.)
 64. *Yazmir M. M.* O raspredelenii iskopayemykh form v razrezakh oldyndinskoy svity zapadnoy chasti

- Yeravninskoy zony [On the distribution of fossil forms in sections of the Oldynda suite of the western part of the Eravninskaya zone], *Materialy po geologii i polezным iskopayemym BurASSR*, 1972, Is. XV, pp. 57–65. (In Russ.)
65. *Yazmir M. M., Perinova E. P., Alekseyev V. I.* Stratigrafiya i formatsii rannego paleozoya Udino-Vitimskoy zony i yeye dal'neysheye podrazdeleniye [Stratigraphy and formations of the early Paleozoic Uda-Vitim zone and its further subdivision], *Materialy k geologicheskoy konferentsii, posvyashchennoy 50-letiyu Sov. gosudarstva i 10-letiyu BGU, Ulan-Ude*, 1967, pp. 33–38. (In Russ.)
 66. *Doyle M. G., Allen R. L.* Subsea-floor replacement in volcanichosted massive sulfide deposits, *Ore Geology Reviews*, 2003, Vol. 23, pp. 183–222.
 67. *Eldridge C. S., Barton P. B.* Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies, *Economic Geology Monograph* 5, 1983, pp. 241–281.
 68. *Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G.* Volcanogenic massive sulfide deposits, *Economic Geology 100th anniversary volume, 1905–2005*: Littleton, Colo., Society of Economic Geologists, 2005, pp. 523–560.
 69. *Gibson H. L., Morton R. L., Hudak G. J.* Submarine volcanic processes, deposits and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits, *Reviews in Economic Geology*, 1999, Vol. 8, pp. 13–51.
 70. *Ohmoto H.* Stable isotope geochemistry of ore deposits, *Reviews in Mineralogy*, 1986, Vol. 16, pp. 491–559.
 71. *Piercey S. J.* A semipermeable interface model for the genesis of subseafloor replacement-type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits, *Economic Geology*, 2015, Vol. 110, pp. 1655–1660.
 72. *Schard C., Large R. R.* New insights into the genesis of volcanic-hosted massive sulfide deposits on the seafloor from numerical modeling studies, *Ore Geology Reviews*, 2009, Vol. 35, pp. 333–351.

Статья поступила в редакцию 23.12.25; одобрена после рецензирования 06.03.26; принята к публикации 06.03.26.
The article was submitted 23.12.25; approved after reviewing 06.03.26; accepted for publication 06.03.26.

Журнал «Отечественная геология» принимает участие в геологических конференциях, совещаниях, съездах в качестве информационного партнёра, освещая на своих страницах важные события отрасли.

Приглашаем к сотрудничеству представителей геологических, горно-геологических, горнодобывающих организаций и предприятий, отраслевых научно-исследовательских, академических и образовательных институтов по вопросам размещения рекламы или издания целевого номера.

Перспективы выявления золотого оруденения нового типа в гранитных массивах Приамурской провинции

Аннотация. Рассмотрены геолого-структурное строение и золотоносность трёх рудно-россыпных узлов (РРУ) Приамурской провинции, в которых россыпи золота и источники их формирования приурочены к гранитным массивам позднеюрского (Моготский узел) и раннемелового (Сугджарский и Соловьевский узлы) возраста. Установлено, что известных проявлений и небольших месторождений недостаточно для формирования богатых россыпей, расположенных в пределах гранитных массивов. Предполагаемым источником россыпей являются месторождения, аналогичные золоторудным месторождениям провинции Цзяодун Китая. Они расположены в сходной с рассматриваемым регионом геолого-структурной позиции на юго-восточной окраине Китайского кратона и приурочены к позднеюрским гранитным массивам. Здесь расположены крупные золоторудные месторождения двух типов – прожилково-вкрапленного штокверкового, примером которого служит месторождение Саншандао, и жильно-прожилкового (месторождение Линглонг). Месторождения прожилково-вкрапленного типа прогнозируются в Моготском и Сугджарском рудно-россыпных узлах, жильно-прожилкового – в Соловьевском узле.

Ключевые слова: провинция, рудно-россыпной узел, золотое оруденение, гранитный массив, россыпь, самородное золото.

СТЕПАНОВ ВИТАЛИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, vitstepanov@yandex.ru

Научно-исследовательский геотехнологический центр (НИГТЦ) ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

Prospects for identifying gold mineralization of a new type in granite massifs of the Amur province

V. A. STEPANOV

Scientific Research Geotechnological Center (NIGTC), FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatskiy

Annotation. The geological structural features and gold-bearing potential of three ore-placer clusters (OPC) of the Amur province are considered, in which gold placers and sources of their formation are confined to Late Jurassic (Mogotsky cluster) and Early Cretaceous (Sugdzharsky and Solovyevsky clusters) granite massifs. It has been established that the known gold occurrences and small deposits are insufficient to form the rich placers situated within the granite massifs. An assumed source of the placers is gold deposits of the type of gold ore deposits of the Jiaodong Province of China. They are located in a geological and structural position similar to the region under consideration, on the southeastern outskirts of the Chinese Craton, and are associated with Late Jurassic granite massifs. There are two types of large gold ore deposits their: veinlet-disseminated stockwork-type (Jiaojia) and vein-veinlet (Linglong). The veinlet-disseminated type deposits are forecasted within the Mogotsky and Sugdzharsky ore-placer clusters, while the vein-veinlet type oes, in the Solovyevsky cluster.

Key words: province, ore-placer cluster, gold mineralization, granite massif, placer, native gold.

Введение. В ряде рудно-россыпных узлов Приамурской провинции (Соловьевский, Моготский, Сугджарский и др.) наблюдается пространственная приуроченность россыпей золота к гранитным массивам позднемезозойского возраста. При этом в пределах массивов золотое оруденение пред-

ставлено небольшими месторождениями и проявлениями, часто не адекватными богатым россыпям золота, а иногда золотое оруденение вообще не выявлено. Предполагается, что в некоторых из этих массивов расположено золотое оруденение, аналогичное крупным и уникальным золоторуд-

ным месторождениям провинции Цзяодун Китая. Руды этих золоторудных месторождений представлены зонами или штокверками слабо гидротермально изменённых гранитов с редкими прожилками кварца и вкрапленностью золота и сопутствующих рудных минералов (месторождение Саншандао) или жильно-прожилковыми зонами (месторождение Линглонг). В условиях слабообнажённых территорий Приамурья такие месторождения могли быть пропущены или недостаточно полно изучены на глубину.

Рудно-россыпные узлы с золотоносными гранитными массивами. Рассматриваемые рудно-россыпные узлы с россыпями, преимущественно приуроченными к гранитным массивам, расположены в юго-западной (Соловьевский), центральной (Моготский) и северо-восточной (Сугдjarский) частях Приамурской золотоносной провинции. Они приурочены к южной окраине Сибирского кратона, сложенной главным образом гнейсами и кристаллосланцами архейского возраста, прорванными интрузивными массивами протерозойского и позднемезозойского возраста. По уровню добычи рудного и россыпного золота эти узлы относятся к высокопродуктивным (Соловьевский и Моготский РРУ), из каждого добыто более 50 т золота, и среднепродуктивным с добычей 10–50 т (Сугдjarский РРУ) [6].

Моготский высокопродуктивный узел. Моготский высокопродуктивный узел приурочен к юго-восточному флангу Джелтулакской металлогенической зоны Приамурской провинции. Он занимает крупный блок на южной окраине Сибирского кратона. Площадь узла сложена гнейсами и кристаллосланцами раннеархейского возраста, прорванными гранитоидными интрузиями древнестанового комплекса позднего протерозоя. Широко распространены мезозойские интрузии гранодиорит-гранитового джалонского комплекса позднеюрского возраста. Кроме того, отмечаются серии даек пёстрого состава. Из россыпей начиная с 1876 г. добыто около 140 т золота. Золотое оруденение представлено небольшими проявлениями золото-кварцевой формации. Уганское проявление частично обрабатывалось, извлечено около 100 кг золота.

Наиболее ярко выражена приуроченность россыпей золота к гранитным интрузиям джалонского комплекса поздней юры на северо-восточном фланге узла (рис. 1). Россыпи полностью или частично находятся в контурах гранитных массивов

или берут с них начало. Характерным примером служит россыпь руч. Джалон, полностью расположенная в пределах Джалонского массива гранитоидов. Из неё добыто более 20 т золота, но проявления золота в бассейне ручья не обнаружены.

Размер золота в россыпях меняется от мелкого до крупного и самородков весом до 200 г. По составу золото высокопробное (900–950 ‰). В нём отмечаются повышенные количества примесей Fe, Cu, Pb и Sb [4].

Проявлений золота в пределах узла немного. Они сосредоточены в основном за пределами Джалонского и Худачинского массивов. Проявления сложены кварцевыми жилами и прожилками. Сульфиды, количество которых не превышает 1–5 %, представлены пиритом, арсенопиритом, галени-том и халькопиритом. Золото мелкое, проба его высокая (850–989 ‰).

Отличается от них проявление Прижимное, расположенное на северном фланге Худачинской гранит-гранодиоритовой интрузии (см. рис. 1). Оно представлено крупными обломками слабоизменённых и неизменённых гранитов и гранодиоритов, обнаруженных в дражных отвалах россыпи на правом борту р. Ульдегит. В гранитоидах наблюдались видимые включения самородного золота (устное сообщение геологов прииска Дамбуки). Из обломков была отобрана обобщённая проба весом 30 кг. После дробления и промывки в ней оказалось 117 грамм самородного золота. Повторное штучное опробование, проведённое В. Н. Хряпенко [7], показало наличие в гранитах золота в количестве 0,7–6,5 г/т (пробирный анализ). Минералогическим анализом в пробах, кроме золота, установлены знаки пирита и галенита, а также сростки золота с сульфидами. Золото мелких размеров, высокопробное (930 ‰).

По-видимому, источники богатых россыпей Моготского РРУ находятся в пределах Джалонского и Худачинского гранитных массивов джалонского комплекса позднеюрского возраста. Золоторудные месторождения и проявления в их контурах не выявлены. Это указывает на то, что золотое оруденение представлено не золотоносными кварцевыми жилами и прожилками, которые хорошо сохраняются в делювиальных и аллювиальных отложениях, а слабо гидротермально изменёнными гранитами с вкрапленностью самородного золота. Эти руды легко разрушаются в экзогенных условиях, в связи с чем поиски

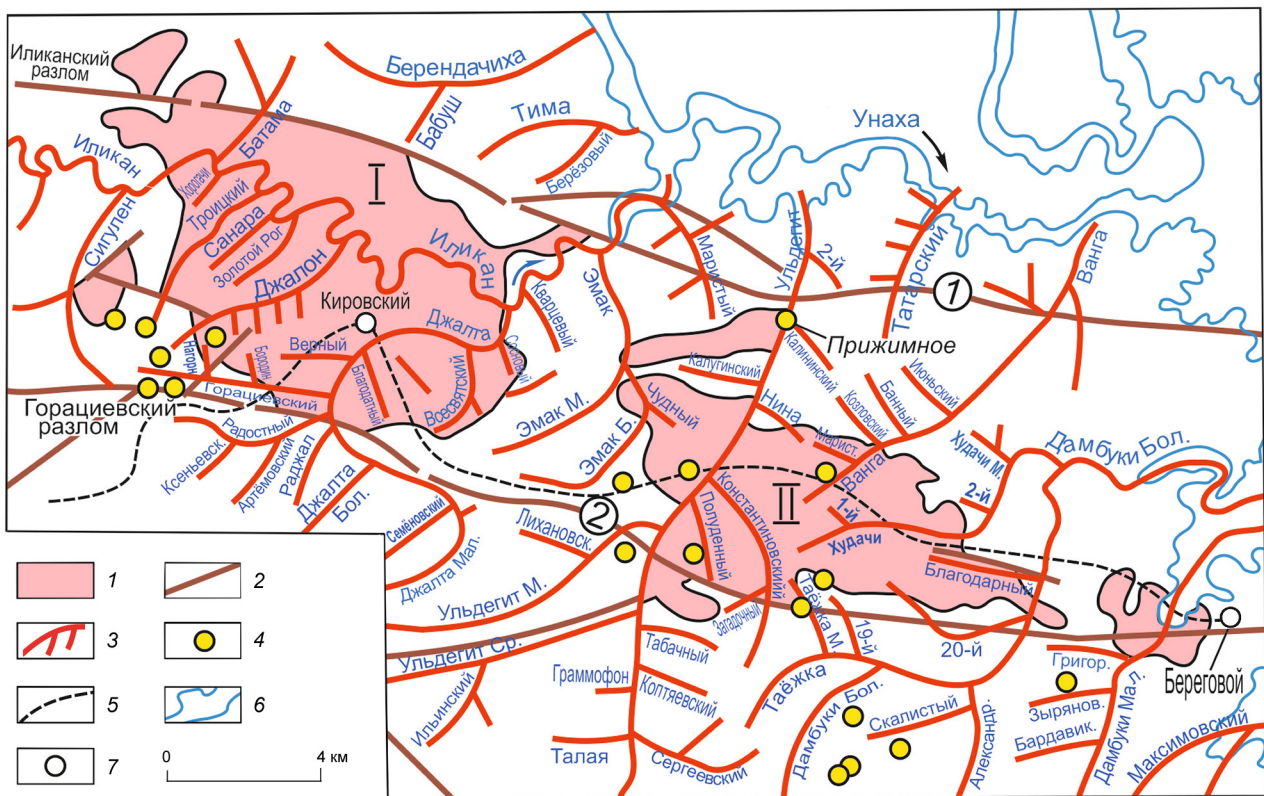


Рис. 1. Россыпи золота в гранитных массивах Моготского РПУ:

1 – гранитные массивы позднеюрского возраста (I – Джалонский, II – Худачинский); 2 – разломы (1 – Иликанский, 2 – Пригилойский); 3 – россыпи золота; 4 – проявления золота; 5 – дорога; 6 – водохранилище; 7 – посёлки

их в условиях закрытых, «задернованных» площадей, типичных для Приамурья, значительно затруднены.

Сугдjarский среднепродуктивный узел. Сугдjarский среднепродуктивный РПУ размещается на восточном окончании Южной подзоны Северо-Становой металлогенической зоны провинции. Площадь узла слагают гнейсы и кристаллические сланцы архейского возраста. Структура узла представляет собой интрузивно-купольное поднятие, в центральной части которого широко развиты гранитоидные массивы средне-позднеюрского, а также раннемелового возраста. Местами отмечаются небольшие поля вулканитов бонакской свиты нижнего мела. К эпицентру поднятия приурочена крупная интрузия гранодиоритов

и кварцевых сиенитов токско-сиваканского комплекса нижнего мела (рис. 2).

В пределах узла разведаны 58 промышленных россыпей, из которых начиная с 1892 г. добыто около 30 т золота. Они концентрируются вокруг Токско-Сиваканской интрузии гранодиоритов и кварцевых сиенитов раннемелового возраста. Россыпи рек Сугдjar и Гарган берут начало с этой интрузии, а рек Ток и Сивакан огибают её с востока и северо-востока. Наиболее богатыми являются россыпи бассейнов рек Сугдjar и Гарган. Золото в россыпях от мелкого до средней крупности. Встречаются самородки весом от 1–5 до 10–85 г. Состав золота меняется от электрума до высокопробного. На гистограмме отмечаются два пика – наиболее крупный в интервале 825–850 ‰

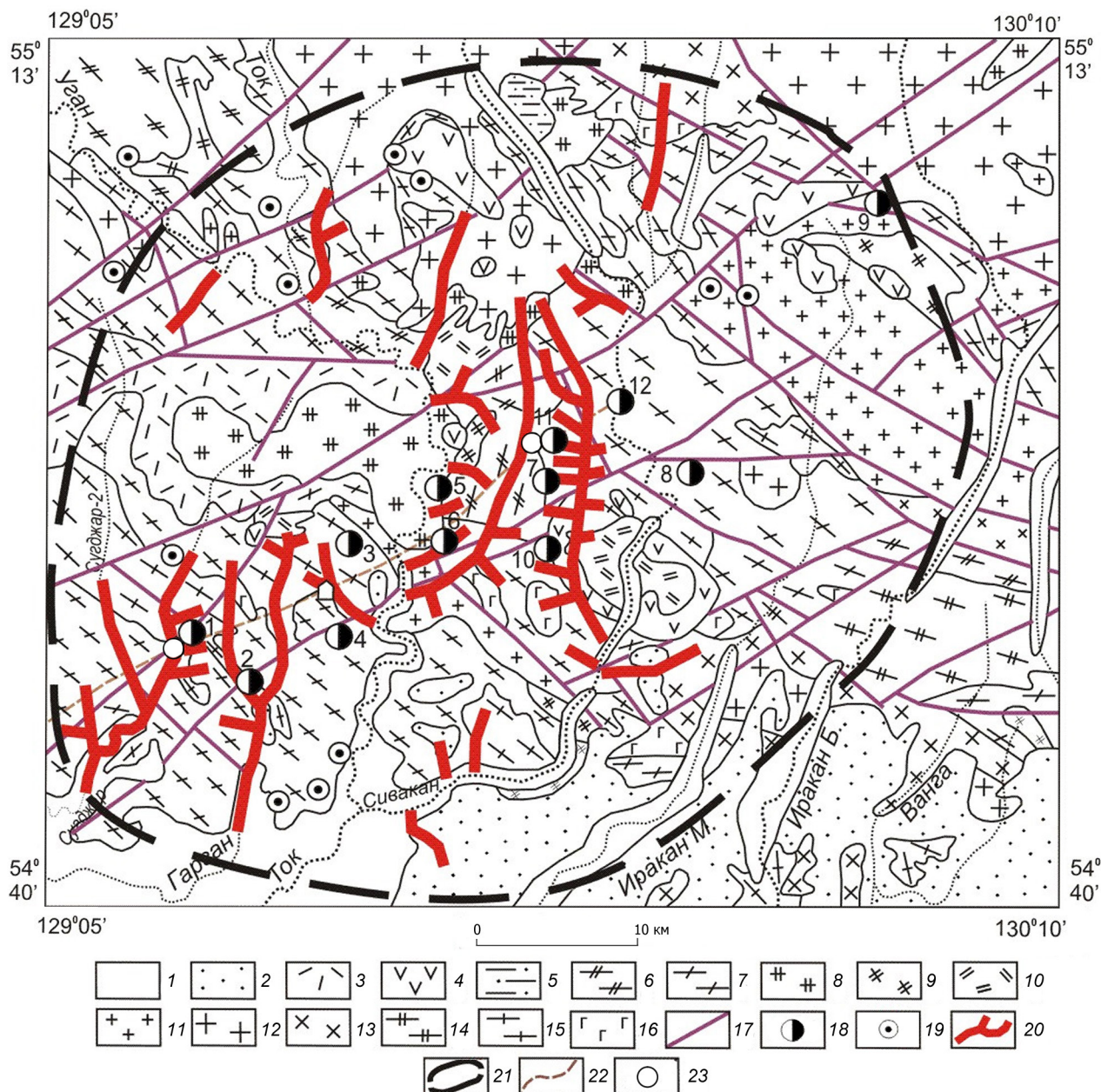


Рис. 2. Геологическая структура и золотоносность Сугджарского среднепродуктивного узла:

1 – аллювиальные отложения; 2 – пески с прослоями алевритов, глин и галечников миоцен-неоплейстоцена; 3–5 – нижнемеловые: 3 – трахириолиты, трахидациты, 4 – трахиандезиты, андезибазальты, 5 – песчаники, конгломераты; 6 – плагиогнейсы с прослоями кристаллических сланцев и гнейсов верхнего архея; 7 – кристаллические сланцы и гнейсы нижнего архея; 8 – гранодиориты, кварцевые сиениты второй фазы токско-сиваканского комплекса; 9 – кварцевые монцониты, монцониты первой фазы токско-сиваканского комплекса; 10 – трахириолиты, риодациты бомнакского комплекса нижнего мела; 11 – лейкограниты, субщелочные граниты ираканского комплекса нижнего мела; 12 – гранодиориты, сиениты второй фазы тындинско-бакаранского комплекса; 13 – кварцевые диориты, монцониты первой фазы тындинско-бакаранского комплекса; 14 – граниты, гранодиориты верхнего архея; 15 – плагиограниты, гнейсовидные граниты нижнего архея; 16 – габбро-амфиболиты нижнего архея; 17 – разломы; 18 – проявления: 1 – Михайло-Семеновское, 2 – Гаржан, 3 – Николаевское, 4 – Блудное, 5 – Покровское, 6 – Сергеевское, 7 – Звездное, 8 – Финальное, 9 – Иракан, 10 – Веселое, 11 – Дарюкча, 12 – Сивакан; 19 – пункты минерализации золота; 20 – россыпи; 21 – граница узла; 22 – дорога; 23 – посёлки

и меньший в интервале 725–750 ‰ (рис. 3). В качестве примесей в золоте отмечаются ртуть, свинец, медь и платина [4].

Проявлений рудного золота немногим более десятка, месторождения не выявлены, поэтому добыча рудного золота не производилась. Золотое оруденение приурочено к зоне разломов северо-восточной ориентировки, пересекающей центральную часть интрузивно-купольного поднятия. Проявления золота на юго-западном фланге зоны разломов приурочены к архейским супракрустальным образованиям с интрузиями гранитов и габбро того же возраста. Их пересекают дайки «пёстрого состава» раннемелового возраста. Золоторудные тела представлены кварцевыми жилами и прожилками или обломками кварца, окварцованных и пиритизированных пород. Содержания золота невысокие, в пределах первых грамм на тонну, редко до 20 г/т (проявление Гарган). Золото свободное, низкопробное, по классификации Н. В. Петровской [5]. На наиболее перспективном проявлении Гарган проба золота 700–710 ‰. На других проявлениях она постепенно увеличивается от Николаевского (689–722 ‰) до Блудного (709–715 ‰) и Михайло-Семеновского (733–745 ‰).

На северо-восточном фланге зоны разломов наиболее изученным является проявление Звездное. Вмещающими породами служат кристаллосланцы и гнейсы архея, прорванные субвулканическими интрузиями андезитов и дайками риолитов бомнакского комплекса раннего мела. Рудными телами являются зоны золотоносных брекчий, сцементированных кварцем. Содержания золота меняются от 1,3 до 7,6 г/т, серебра – достигают

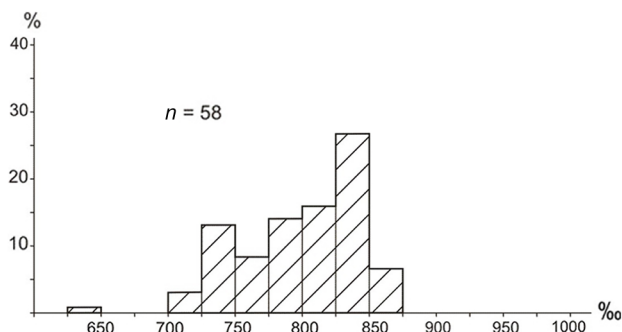


Рис. 3. Гистограмма пробы россыпного золота Сугд-жарского РРУ

1 г/т. Золото свободное, мелкое, проба его находится в интервале 720–744 ‰.

Другие проявления узла, расположенные среди гнейсов и кристаллосланцев архея, представлены кварцевыми жилами и зонами окварцованных брекчий. Содержания золота обычно невысокие (до 2 г/т), в проявлении Дарюкча до 20 г/т. Золото в рудах мелкое. Проба его увеличивается в ряду следующих проявлений (в ‰): Финальное – 727–765, Сергеевское – 756–777, Дарюкча – 756–779, Веселое – 770–789, Сивакан – 803–812, Покровское – 803–827.

Выявленные проявления обладают низкими содержаниями золота и небольшими параметрами рудных тел. Поэтому они могут являться не основными источниками формирования россыпей, а только второстепенными. На это же указывает наличие в проявлениях низкопробного золота по сравнению с преобладающим умеренно высокопробным золотом в россыпях. Поскольку большая часть россыпей берёт начало с Токско-Сиваканского гранитоидного массива, можно предположить наличие в его пределах основного, не выявленного ранее источника поступления умеренно высокопробного золота в россыпи.

Соловьевский высокопродуктивный узел. Наиболее продуктивный в Приамурской провинции Соловьевский РРУ занимает восточное окончание Янканской металлогенической зоны субширотного простирания [6]. В эпицентре узла расположена крупная Джалиндинская интрузия гранитов буриндинского комплекса нижнего мела. Фундамент структуры сложен в северной части узла гнейсами и кристаллосланцами нижнего архея, прорванными интрузиями гранитов станового комплекса нижнего протерозоя, а в южной – карбонатно-терригенными осадочными породами палеозоя. Они разделены Северо-Тукурингским региональным разломом близширотного простирания (рис. 4).

На площади узла находятся Кировское и Соловьевское золоторудные месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации, около двух десятков проявлений, а также 46 промышленных россыпей золота. Из россыпей начиная с 1868 г. добыто более 200 т золота, из рудных месторождений – около 15 т. Отношение добычи россыпного золота к рудному высокое – 14:1. Это может свидетельствовать о наличии других, невыявленных или слабоизученных, источников формирования россыпей.

Основные россыпи, расположенные в долинах рек Джалинда, Янкан и Мал. Уркан, берут начало с Джалиндинского гольца, сложенного одной интрузией гранитов буриндинского комплекса. Наиболее крупная россыпь располагается в долине р. Джалинда (добыто более 130 т золота). Золото в россыпях высокопробное (913–960 ‰), часто с микропримесью висмута до 430 г/т [4]. По размеру оно от преобладающего мелкого и крупного до самородков весом 100–400 г. Минералы-спутники золота в россыпях (магнетит, ильменит и гематит) образуются за счёт разрушения гранитов, реже отмечаются рудные минералы – пирит, галенит и шеелит, иногда киноварь.

Кировское и Соловьевское золоторудные месторождения расположены в эндо- и экзоконтактной зоне южного края Джалиндинской интрузии. Преобладающим типом рудных тел являются кварцевые жилы, в меньшем количестве встречаются жильно-прожилковые зоны. Основным нерудным минералом является кварц, отмечаются серицит и карбонаты. В наборе рудных минералов преобладают сфалерит, галенит и халькопирит, из других установлены блёклые руды, буланжерит, молибденит, шеелит, висмутин и самородный висмут. Количество рудных минералов меняется от 1–5 до 10–15 %. Золото в рудах свободное, часто видимое. Проба его высокая (924–953 ‰), совпадающая с пробой золота в россыпях. Среднее содержание золота в рудах практически полностью отработанного Кировского месторождения составляет 8,5 г/т, на эксплуатирующемся Соловьевском – 3,7 г/т [2]. Другие попутные рудные компоненты представлены Bi, As, Cu, Zn и Pb при концентрации до 1–1,5 %.

Проявления золота преобладают в экзоконтактной зоне Джалиндинской интрузии. Они представлены в основном кварцевыми жилами, реже зонами окварцованных и сульфидизированных пород. Содержания золота невысокие (1–10 г/т). Восточнее интрузии, в верховьях рек Мал. Уркан и Бол. Уркан присутствуют проявления золото-сурьмяной (Малоурканское) и золото-ртутной (Глебовское) формаций. Рудными телами Малоурканского проявления являются кварц-антимонитовые и кварц-баритовые жилы. Содержание сурьмы в рудах от 0,1 до 16 %, золота 0,8–1,5 г/т. Золото-ртутное проявление Глебовское располагается среди серпентинитов лукиндинского комплекса нижнего протерозоя. Оруденелой является зона дробления и лиственизации протяжённостью 170 м.

Она содержит вкрапленность киновари, пирита, пирротина и антимонита. Содержание ртути в бороздовых пробах – 0,03–0,6 %, золота – 0,1–2,5 г/т.

Судя по приведённым материалам, основным источником золота крупных и уникальных россыпей Соловьевского рудно-россыпного узла является ареал золотого оруденения в эндо- и экзоконтакте Джалиндинской интрузии гранитного состава. В пределах ареала выявлены сотни золотоносных кварцевых жил и прожилков, иногда сконцентрированных в жильно-прожилковых зонах. Например, в пределах Кировского рудного поля известны, по разным оценкам, от 310 до 500 золотоносных кварцевых жил. Они изучены крайне неравномерно с поверхности, а на глубину большинство из них не прослежено. Из этих жил 71 разведана с поверхности и 31 жила эксплуатировалась на золото [1]. Велика вероятность обнаружения новых сближенных жил и прожилков золотоносного кварца с образованием жильно-прожилковых зон с промышленным оруденением как с поверхности, так и на глубоких горизонтах рудного поля.

Обсуждение результатов. По суммарной добыче рудного и россыпного золота Соловьевский и Моготский узел отнесены к высокопродуктивным, Сугджарский – к среднепродуктивным. Общая добыча россыпного золота в этих узлах (385 т) более чем в 20 раз превышает извлечение золота из рудных месторождений (15 т). Это указывает на вероятное наличие необнаруженных основных источников формирования россыпей. В пределах этих узлов россыпи берут начало или располагаются внутри и по периферии гранитных интрузивов. Но в пределах самих интрузий месторождения или проявления золота не обнаружены (Моготский и Сугджарский РРУ). В Джалиндинской интрузии и её экзоконтактах выявлены небольшие по добыче месторождения (Кировское и Соловьевское месторождения Соловьевского РРУ). Характерным примером служит россыпь руч. Джалон Моготского РРУ, которая полностью находится в контурах Джалонского массива гранит-гранодиоритового состава. Несмотря на то, что из россыпи добыто около 20 т золота, проявления и тем более месторождения золота в бассейне руч. Джалон не обнаружены. По-видимому, золотое оруденение, связанное с гранитными массивами этих узлов, является труднооткрываемым. Это отчасти объясняется наличием в Приамурье

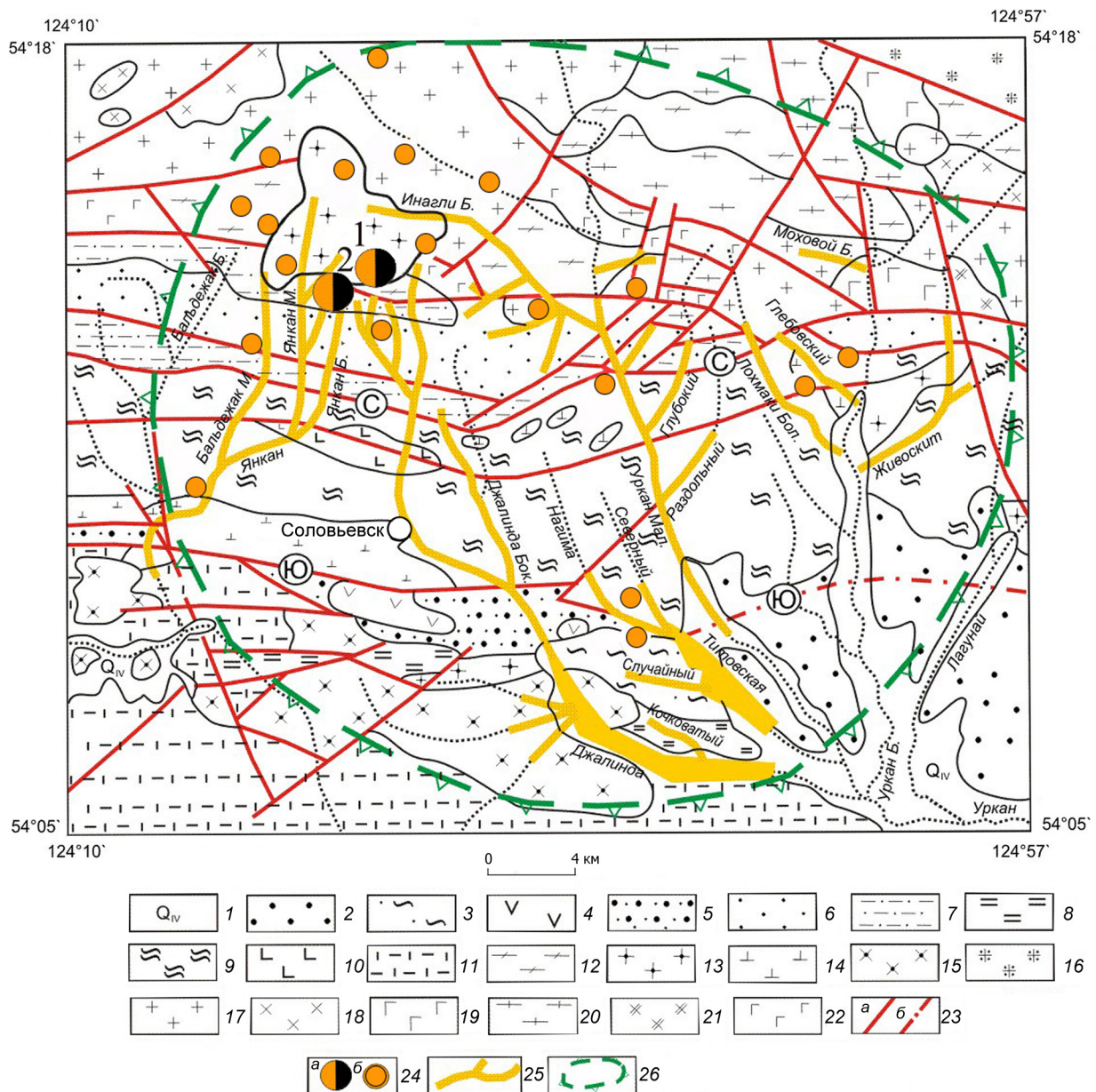


Рис. 4. Геолого-структурная схема и золотоносность Соловьёвского высокопродуктивного узла:

1 – аллювиальные отложения; 2 – каолинизированные пески и гравий, реже галечники миоцена; 3 – глины, алевроиты, пески палеоцена; 4 – трахиандезиты, трахиандезибазалты моховской толщи верхнего мела; 5 – конгломераты, гравелиты нижнего мела; 6 – конгломераты, песчаники верхней юры–нижнего мела; 7 – песчаники и алевролиты юры; 8 – алевролиты, известняки нижнего девона; 9 – метапесчаники, зелёные сланцы, мраморы среднего палеозоя; 10 – метабазальты, среднего палеозоя; 11 – песчаники, кварциты силура; 12 – гнейсы, кристаллические сланцы, нижнего архея; 13 – гранит-порфиры, граниты буриндинского комплекса нижнего мела; 14 – габбро, монцогаббро нижней перми; 15 – габбро, габбродиориты верхнего палеозоя; 16 – гранодиориты, граниты среднего палеозоя; 17 – граниты нижнего протерозоя; 18 – диориты комплекса нижнего протерозоя; 19 – нориты, габбро, троктолиты нижнего протерозоя; 20 – плагииграниты нижнего архея; 21 – кварцевые диориты нижнего архея; 22 – метаморфизованные габбро, габбро-амфиболиты нижнего архея; 23 – разломы: а – достоверные, б – проходящие под аллювием; 24 – а – месторождения (1 – Кировское, 2 – Соловьёвское) и б – проявления золота; 25 – россыпи; 26 – граница узла

мощного слоя делювиальных отложений и широкого распространения марей.

Аналогом вероятных источников россыпей рассмотренных в статье РРУ могут служить крупные золоторудные месторождения, расположенные в провинции Цзяодун (Китай). Они располагаются среди супракрустальных образований архея на юго-восточной окраине Китайского кратона. Рудовмещающими породами служат гранитоидные интрузии линглонгского комплекса позднеюрского возраста.

В провинции Цзяодун находятся месторождения двух типов – штокверкового прожилково-вкрапленного (Саншандао и др.) и жильно-прожилкового (месторождение Линглонг и др.) типов. Месторождение Саншандао расположено в массиве гранодиоритов позднеюрского возраста. Рудное тело представляет собой штокверк гидротермально изменённых и трещиноватых пород с вкрапленностью сульфидов полиметаллов и самородного золота. Проба золота меняется в широких пределах (729–961 ‰) [8, 9]. Прожилково-вкрапленные руды в связи с трещиноватостью и отсутствием или малой долей кварцево-жильной составляющей плохо сохраняются в делювии, превращаясь в дресву.

Месторождение Линглонг также располагается в гранитном массиве позднеюрского возраста. Золотое оруденение приурочено к кварцевым жилам и жильно-прожилковым зонам. Золото ассоциирует с пиритом, галенитом, халькопиритом, арсенопиритом и сфалеритом [3, 10].

Предполагается, что месторождения первого, штокверкового типа могут быть выявлены в Моготском и Сугджарском РРУ. В Моготском РРУ прямым признаком наличия месторождений типа Саншандао с прожилково-вкрапленными рудами

служит проявление Прижимное. Руды этого слабопоискованного проявления представлены малоизменёнными гранитами джалонского комплекса поздней юры с вкрапленностью самородного золота. Месторождения типа Линглонг могут быть выявлены в Соловьевском рудно-россыпном узле.

Заключение. В результате исследования установлено следующее:

- в Моготском, Сугджарском и Соловьевском рудно-россыпных узлах Приамурской золотоносной провинции богатые россыпи золота приурочены к площади или периферии гранитных массивов. Но источники формирования россыпей не выявлены (Моготский и Сиваканский узлы) или представлены небольшими золоторудными месторождениями, не адекватными богатым россыпям (Соловьевский узел);

- в пределах указанных рудно-россыпных узлов прогнозируются новые, не традиционные для Приамурья золоторудные месторождения. Возможные аналоги прогнозируемых в Приамурье золоторудных месторождений находятся в провинции Цзяодун (Китай). Это месторождения Саншандао и Линглонг, располагающиеся среди гранитных массивов позднеюрского возраста на юго-восточной окраине Китайского кратона. Месторождение Саншандао представлено штокверком слабо гидротермально изменённых и трещиноватых гранитов с вкрапленностью рудных минералов, месторождение Линглонг сложено зонами жильно-прожилковых руд;

- штокверковые месторождения типа Саншандао прогнозируются в Моготском и Сугджарском рудно-россыпных узлах, а жильно-прожилковые типа Линглонг – на площади Соловьевского узла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зуев А. В., Колесов Е. Б., Сердюк Л. В. [и др.] Отчёт о доразведке центральной части Джалиндинского (Кировского) золоторудного месторождения с подсчетом запасов золота по состоянию на 1.01.1996 г. Пос. Октябрьский: ГРЭ-324 «Сосновгеология». – 1996. – 595 с.
2. Мельников А. В., Степанов В. А. История рудного золота Приамурья. – Благовещенск : АмГУ, 2021. – 160 с.
3. Молчанов А. В., Терехов А. В. Медно-никелевое и золоторудные месторождения Китая (по материалам совместной Российско-китайской полевой экскурсии на месторождения медно-никелевое сульфидное Цзиньчуань и золоторудные рудного района Дзяодун) // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 74. – С. 104–114.
4. Неронский Г. И. Типоморфизм золота месторождений Приамурья. – Благовещенск : АмурНЦ, 1998. – 320 с.
5. Петровская Н. В. Самородное золото. – М. : Наука, 1973. – 347 с.

6. Степанов В. А., Мельников А. В. О продуктивности рудно-россыпных узлов Приамурской провинции // Разведка и охрана недр. – 2017. – № 1. – С. 8–14.
7. Хряпенко В. Н. Благодороднометалльная минерализация пегматоидных гранитов участка «Прижимный» (Дамбукинский золотоносный узел, Амурская область) // Молодежь XXI века : шаг в будущее. – Благовещенск : Изд-во «Зея», 2004. – Т. 4. – С. 102–103.
8. Li X.C., Fan H.R., Santosh M., Hu F. F., Yang K. F., Lan T. G. Hydrothermal alteration associated with Mesozoic granite hosted gold mineralization at the San-shandao deposit, Jiaodong gold province, China // Ore Geology Reviews. – 2013. – V. 53. – P. 403–421.
9. Hong-Wei Peng, Hong-Rui Fan, Xuan Liu, Bo-Jie Wen, Yong-Wen Zhang and Kai Feng. New insights into the control of visible gold fineness and deposition: A case study of the Sanshandao gold deposit, Jiaodong, China // American Mineralogist. – 2021. – V. 106. – P. 135–149.
10. Chen G. Y., Sun D. S., Shao W., Chen Y. Mineralogy of the superlarge Linglong gold deposit in Shandong Province, N. China // Global Tectonic and Metallogeny. – 2007. – V. 9. – P. 13–23.

REFERENCES

1. Zuyev A. V., Kolesov Ye. B., Serdyuk L. V. [et al.] Otchot o dorazvedke tsentralnoy chasti Dzhalinginskogo (Kirovskogo) zolotorudnogo mestorozhdeniya s podschetom zapasov zolota po sostoyaniyu na 1.01.1996 g. Pos. Oktyabrskiy: GRE-324 "Sosnovgeologiya" [Report on additional exploration of the central part of the Dzhalinginskoye (Kirovskoye) gold ore deposit with an estimate of gold reserves as of 01.01.1996. Oktyabrsky settlement: GRE-324 "Sosnovgeologiya"], 1996, 595 p. (In Russ.)
2. Melnikov A. V., Stepanov V. A. Istoriya rudnogo zolota Priamurya [History of gold ore in the Amur region], Blagoveshchensk, AmGU publ., 2021, 160 p. (In Russ.)
3. Molchanov A. V., Terekhov A. V. Medno-nikelevoye i zolotorudnyye mestorozhdeniya Kitaya (po materialam sovmestnoy Rossiysko-kitayskoy polevoy ekskursii na mestorozhdeniya medno-nikelevoye sulfidnoye TSzinchuan i zolotorudnyye rudnogo rayona Dziaodun) [Copper-nickel and gold ore deposits of China (based on the materials of the joint Russian-Chinese field excursion to the copper-nickel sulfide deposits of Jinchuan and gold ore deposits of the Dziaodon ore region)], Regionalnaya geologiya i metallogeniya, 2018, No. 74, pp. 104–114. (In Russ.)
4. Neronskiy G. I. Tipomorfizm zolota mestorozhdeniy Priamurya [Typomorphism of gold deposits of the Amur region], Blagoveshchensk, AmurNTS publ., 1998, 320 p. (In Russ.)
5. Petrovskaya N. V. Samorodnoye zoloto [Native gold], Moscow, Nauka publ., 1973, 347 p. (In Russ.)
6. Stepanov V. A., Melnikov A. V. O produktivnosti rudno-rossypnykh uzlov Priamurskoy provintsii [On the productivity of ore-placer nodes of the Amur province], Razvedka i okhrana neдр, 2017, No. 1, pp. 8–14. (In Russ.)
7. Khryapenko V. N. Blagorodnometallnaya mineralizatsiya pegmatoidnykh granitov uchastka "Prizhimnyy" (Dambukinskiy zolotonosnyy uzел, Amurskaya oblast) [Noble metal mineralization of pegmatoid granites of the Prizhmny site (Dambukinsky gold-bearing cluster, Amur region)], Molodezh XXI veka, shag v budushcheye, Blagoveshchensk, Zeya publ., 2004, V. 4, pp. 102–103. (In Russ.)
8. Li X.C., Fan H.R., Santosh M., Hu F. F., Yang K. F., Lan T. G. Hydrothermal alteration associated with Mesozoic granite hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong gold province, China, Ore Geology Reviews, 2013, V. 53, pp. 403–421.
9. Hong-Wei Peng, Hong-Rui Fan, Xuan Liu, Bo-Jie Wen, Yong-Wen Zhang and Kai Feng. New insights into the control of visible gold fineness and deposition: A case study of the Sanshandao gold deposit, Jiaodong, China: American Mineralogist, 2021, V. 106, pp. 135–149.
10. Chen G. Y., Sun D. S., Shao W., Chen Y. Mineralogy of the superlarge Linglong gold deposit in Shandong Province, N. China, Global Tectonic and Metallogeny, 2007, V. 9, pp. 13–23.

Статья поступила в редакцию 22.11.25; одобрена после рецензирования 05.02.26; принята к публикации 05.02.26.
The article was submitted 22.11.25; approved after reviewing 05.02.26; accepted for publication 05.02.26.

Типоморфизм алмазов трубки Снегурочка (Архангельская область) по данным ИК-спектроскопии

Аннотация. С применением метода ИК-спектроскопии изучено распределение структурных примесей и дефектов в алмазах трубки Снегурочка, расположенной в Золотицком поле. Среди них преобладают кристаллы с повышенной степенью агрегации азота, не типичные для трубок месторождения им. М. В. Ломоносова Архангельской области. По сравнению с месторождениями Центральных районов Якутии в трубке Снегурочка распространены алмазы с высоким содержанием структурной примеси водорода и плейтлетс. По комплексу типоморфных свойств они не имеют аналогов среди кристаллов из высокоалмазонасных кимберлитов России и мира, при этом часто встречаются в россыпях с неустановленными коренными источниками. Предполагается, что в качестве таких первоисточников можно рассматривать кимберлит-лампроитовые (кимберлитовые) трубки, сходные с трубкой Снегурочка и расположенные в краевых частях платформ. Концентрирование алмазов из этих трубок происходит в течение длительного времени во вторичных коллекторах.

Ключевые слова: алмаз, азот, водород, плейтлетс, степень агрегации азота, структурные примеси и дефекты, типоморфизм, месторождение, трубка, коренной источник, россыпь.

ХАЧАТРЯН ГАЛИНА КАРЛЕНОВНА, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник¹, khachatryan_g_k@mail.ru

АНАШКИНА НАТАЛИЯ ЕВГЕНЬЕВНА, кандидат технических наук, ведущий инженер², for_nataliya@list.ru

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

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

Typomorphism of diamonds from the Snegurochka pipe, Arkhangelsk Region, based on IR spectroscopy

G. K. KHACHATRYAN¹, N. E. ANASHKINA²

¹ Federal State Budgetary Institution "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals" (TsNIGRI), Moscow

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

Annotation. Distribution of the structural impurities and defects in diamonds from the Snegurochka pipe located in the Zolotitskoye field was studied using IR spectroscopy. The diamonds are dominated by crystals with an elevated degree of nitrogen aggregation, which is not typical for diamond pipes at the M. V. Lomonosov deposit in the Arkhangelsk Region. Compared to deposits in the central regions of Yakutia, the Snegurochka pipe is characterized by diamonds with a high content of structural hydrogen impurities and platelets. In terms of typomorphic properties, these diamonds are unique among crystals from highly diamondiferous kimberlites in Russia and around the world, although they are often found in placers with unknown source areas. It is assumed that kimberlite-lamproite (kimberlite) pipes similar to the Snegurochka pipe and located in the marginal parts of platforms can be considered as such the primary sources. Diamonds from these pipes accumulate over long periods of time in secondary collectors.

Key words: diamond, nitrogen, hydrogen, platelets, nitrogen aggregation degree, structural impurities and defects, typomorphism, mineral deposit, pipe, primary source, placer.

Введение. Трубка Снегурочка расположена в Золотицком поле Архангельской области южнее месторождения им. М. В. Ломоносова. В него входят трубки Архангельская, им. Карпинского-2, им. Карпинского-1, Пионерская, им. М. В. Ломоносова и низкоалмазоносная трубка Поморская. Все эти тела располагаются в виде субмеридиональной цепочки протяжённостью около 14 км, в северной части которой находятся мелкие убогоалмазоносные трубки Первомайская, Кольцовская и Белая.

При эксплуатационной разведке трубки Снегурочка из геологоразведочных проб было извлечено более 1000 кристаллов алмаза, массовое изучение которых с применением современных физико-химических методов ранее не проводилось. По данным В. К. Гаранина с соавторами [2], они отличаются достаточно высоким ювелирным качеством и близки по минералогическим характеристикам к алмазам месторождения им. М. В. Ломоносова. Согласно предварительным оценкам [9], по содержанию алмазов эта трубка сопоставима с трубкой им. Карпинского-2 и превосходит трубку Поморская. Настоящая работа направлена на выявление типоморфных характеристик и оценку условий образования алмазов трубки Снегурочка на основе детального исследования распределения в них структурных примесей с применением метода ИК-спектроскопии. Эти данные могут быть использованы при разработке и совершенствовании критериев прогноза и поисков алмазных месторождений.

Образцы и методы исследования. Объектами исследования послужили 102 кристалла алмаза размером от 0,5 до 4 мм из кимберлитовой трубки Снегурочка (коллекция В. К. Гаранина). Среди них 53 образца относятся к классам крупности $-4+2$ и $-2+1$ мм. Немногим более половины образцов от всех алмазов, – бесцветные, реже встречаются индивиды с серой окраской, в подчинённом количестве отмечаются жёлтые и дымчато-коричневые кристаллы. Большинство образцов – целые или незначительно повреждённые, тогда как на долю обломков и осколков в сумме приходится около 40 % от общего количества кристаллов. В изученной коллекции доминируют алмазы ромбододекаэдрического габитуса (~ 2/3 от общего количества), представленные додекаэдроидами (рис. 1, А–В) с разнообразным характером граней, включая грубослоистые кристаллы с округло-ступенчатой скульптурой поверхности. Следующими по распространённости

являются алмазы октаэдрического габитуса (см. рис. 1, Е–З) и переходной от октаэдра к ромбододекаэдру формы (см. рис. 1, Г–Д). В подчинённом количестве присутствуют кристаллы кубического габитуса (см. рис. 1, И) и тетрагексаэдроиды. Алмазы разных классов крупности несколько отличаются друг от друга по морфологическому спектру. Так, в классе крупности $-1+0,5$ мм доля октаэдрических кристаллов по отношению с ромбододекаэдрическим выше, чем среди кристаллов размером от 1 до 4 мм. Подобное отмечалось и для алмазов из трубок Пионерская и Архангельская Золотицкого поля [5].

В ультрафиолетовых лучах большинство кристаллов обнаруживают сине-голубое и зелёное свечение, реже – слабое розово-сиреневое. В подчинённом количестве присутствуют алмазы с жёлтой фотолюминесценцией, а также без видимого свечения. В изученной коллекции преобладают (> 90 %) образцы с однородным характером свечения, что указывает на отсутствие контрастных изменений во внутреннем строении и истории роста кристаллов. Лишь для единичных образцов отмечается зональный характер фотолюминесценции: жёлтая или жёлто-оранжевая в центральной области и сине-голубая – в периферической. Цвет люминесценции взаимосвязан с кристалломорфологическими характеристиками изученных образцов (рис. 2). Октаэдрические алмазы чаще всего демонстрируют сине-голубое свечение (см. рис. 2, А), реже розовато-сиреневое (см. рис. 2, Б), либо практически не люминесцируют. Вместе с тем среди алмазов ромбододекаэдрического габитуса наиболее распространены индивиды с сине-голубым и зелёным свечением при незначительном преобладании последних (см. рис. 2, Г). Алмазы переходной от октаэдра к ромбододекаэдру формы (см. рис. 2, В) в основном люминесцируют в сине-голубых, реже в зелёных тонах.

Метод ИК-спектроскопии позволяет оценивать концентрации структурных дефектов и примесей в алмазе, которые служат важнейшими индикаторами условий природного алмазообразования. Среди них наиболее информативными в генетическом плане являются азот в форме пар (А)-, одиночных (N)- и тетраэдрически сгруппированных (В)-атомов, замещающих углерод в кристаллической решётке алмаза, а также водород (Н) и плейтлетс (Р) – пластинчатые дефекты интерстициальной природы [11, 18, 19, 21, 24]. Концентрация азота оценивалась количественно с ис-

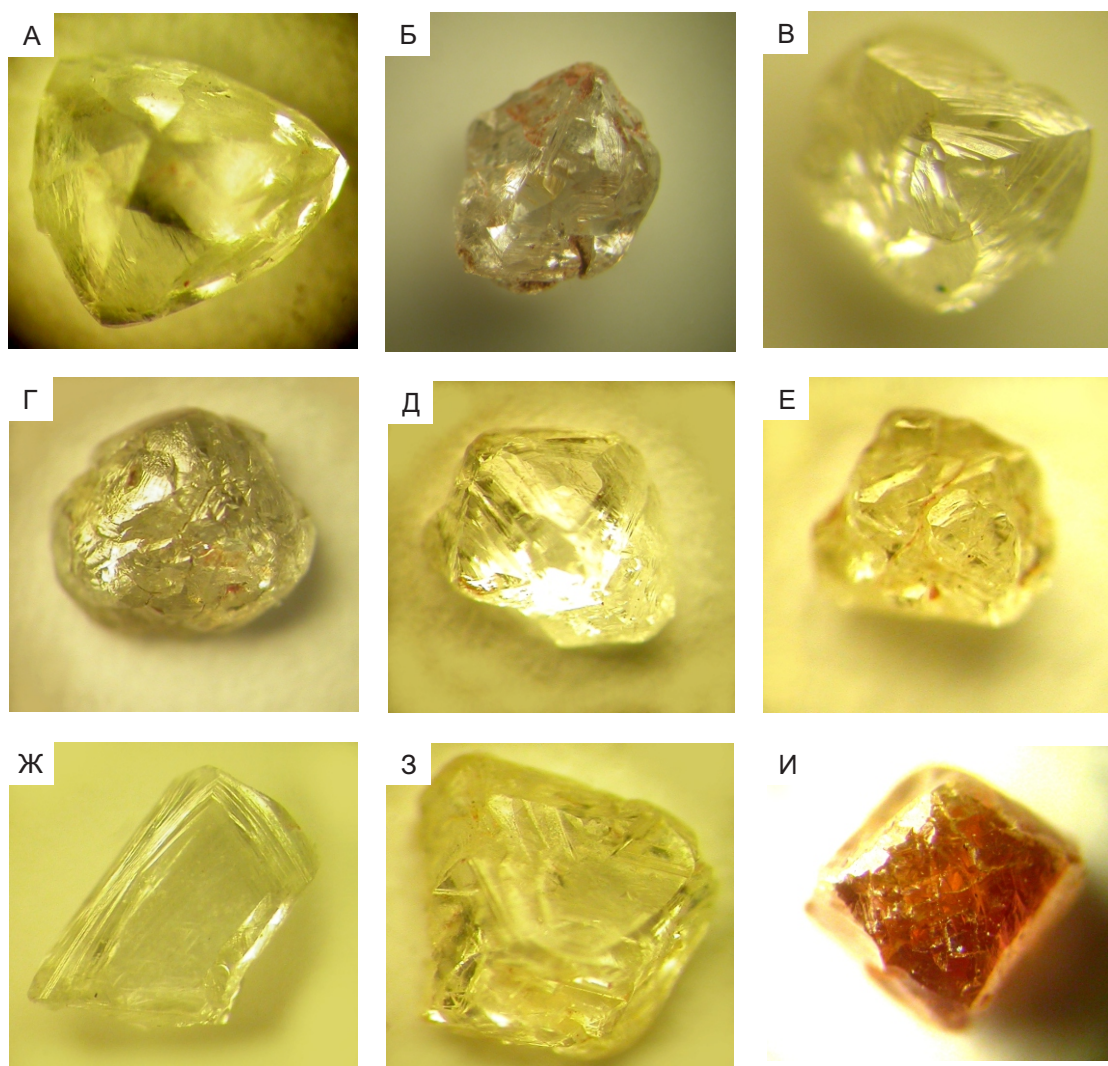


Рис. 1. Внешний облик кристаллов алмаза различного габитуса, распространённых в трубке Снегурочка:

ромбододекаэдрические: с концентрической штриховкой (А), с желобчатой скульптурой (Б), с округло-ступенчатой скульптурой (В); комбинационные ряда октаэдр–додокаэдр (Г–Д); октаэдрические: с полицентрическим строением граней (Е, З), с дитригональной формой граней (Ж); кубические (И); кристаллы размером (в мм): Б, Г, Д, И – 2–4, А, В, Е, З – 1–2, Ж – 0,5–1

пользованием методики, изложенной нами ранее [16], а содержание водорода и плейтлетс в условных единицах – по коэффициентам поглощения спектральных линий около 3107 и 1365 cm^{-1} соответственно.

ИК-спектры изученных алмазов записывались на ИК-Фурье спектрометре Nicolet 380 корпорации THERMO Scientific с разрешением 2–4 cm^{-1} . При этом образцы размером < 1 мм исследовались с помощью микроскопа Centaurus в диапазоне 650–4000 cm^{-1} , а более крупные (-4+2 и -2+1 мм)

анализировались в диапазоне 400–4000 cm^{-1} с использованием микроосветительной приставки фирмы Carl Zeiss, Jena.

Структурные примеси и дефекты в алмазах. Распределение структурной примеси азота в алмазах из трубки Снегурочка показано на рисунке 3. Суммарное содержание азота (N_{tot}) в кристаллах варьирует в значительных пределах от 40 до ~ 2000 at.ppm, причём наиболее распространены индивиды с концентрацией примеси более 400 at.ppm. По степени агрегации азота (%NB) они

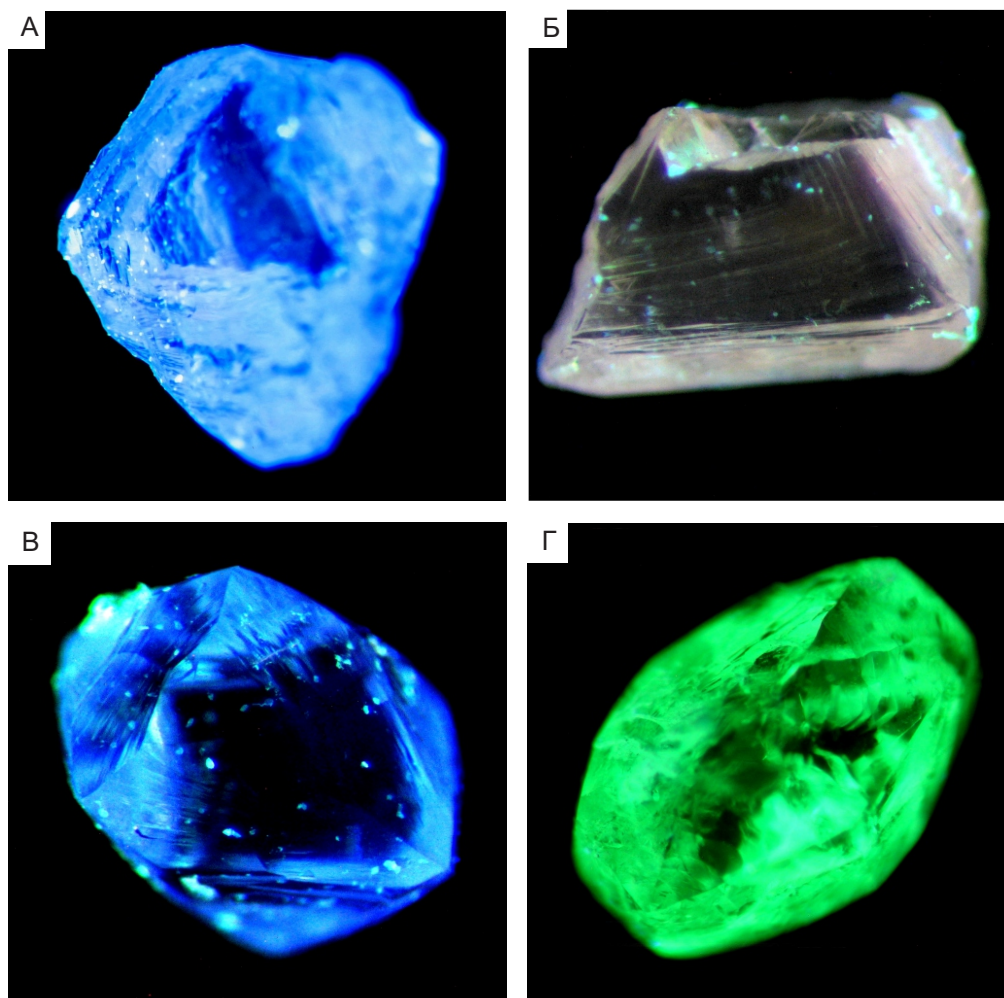


Рис. 2. Разнообразное свечение алмазов трубки Снегурочка в ультрафиолетовых лучах:

кристаллы: октаэдрические (А, Б), комбинационные ряда октаэдр–ромбододекаэдр (В) и ромбододекаэдрические (Г); размер кристаллов: А, В, Г – от 1 до 2 и Б – соответственно от 0,5 до 1 мм

разделяются на две группы: кристаллы с повышенными значениями %NB (35–55), преобладающие в количественном отношении (главная популяция), и, соответственно, с пониженными значениями этого параметра, составляющими 5–30 % (второстепенная популяция). При этом среди алмазов главной популяции доля более крупных кристаллов (-4+2 и -2+1 мм) несколько выше, чем среди мелких индивидов размером от 0,5 до 1 мм (см. рис. 3).

Наличие двух основных популяций алмаза в трубке Снегурочка подтверждается бимодальным характером кривых распределения кристаллов по

относительному содержанию в них азота в В-форме, причём максимум %NB ~ 45 соответствует главной популяции, а %NB ~ 5–15 – второстепенной (рис. 4, Б). Несмотря на незначительные отличия распределения мелких и более крупных алмазов по содержанию в них структурных дефектов и примесей, в целом сопоставляемые группы сходны между собой (см. рис. 4, А–Г). Этим они отличаются от алмазов из трубок месторождения им. М. В. Ломоносова Золотицкого поля, в которых мелкие кристаллы являются низкоазотными и представляют собой самостоятельную генерацию [20].

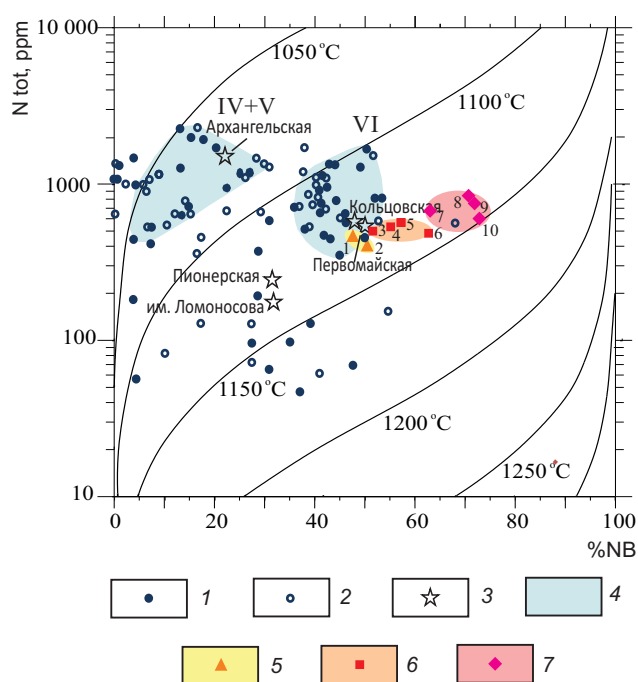


Рис. 3. Распределение структурной примеси азота в алмазах трубки Снегурочка и оценка условий их кристаллизации по модели [23] для условного возраста алмазов 3 млрд лет:

1 и 2 – кристаллы размером от 1 до 4 мм и от 0,5 до 1 мм соответственно; 3 – усреднённые данные по главным популяциям алмаза из трубок Золотицкого поля; 4 – область распространения алмазов главной (VI) и второстепенной (IV + V) популяций трубки Снегурочка; 5 – усреднённые данные по главным популяциям алмаза из триасовых россыпей Нижнеленского района Якутии: 1 – Ольховый (40), 2 – Усат-Хая (30); 6 – усреднённые данные по главным популяциям алмаза из россыпей района Коромандель, Бразилия: 3 – Эспирито Санто (32), 4 – Грота до Пимпим (34), 5 – Криминоза (32), 6 – Имбе (32); 7 – усреднённые данные по главным популяциям алмаза из россыпей района Гуаниамо, Венесуэла: 7 – Ринхи-Ринхи (33), 8 – Кебрада Гранде (40), 9 – Чиуауа (33), 10 – Сентелья (40); числа в круглых скобках – количество образцов в выборках алмаза; 3, 5–7 – наши данные [14]

По общему содержанию азота алмазы трубки Снегурочка характеризуются модальными значениями N_{tot} 500–550 at.ppm и сопоставимы с алмазами из кимберлитовой трубки Мир (см. рис. 4, А) и других месторождений Мало-Ботуобинского района Якутии [15]. Однако, как видно на рис. 4, Б, степень агрегации азота в этих алмазах ни-

же, чем в кристаллах главной популяции трубки Снегурочка (моды %NB ~ 29 и 45 соответственно). Преобладание в трубке Снегурочка кристаллов с повышенной степенью агрегации азота сопровождается высокими концентрациями в них плейтлетс (Р). Алмазы этой трубки представлены двумя группами: с главной модой Р ~ 2,5 см⁻¹ и дополнительной Р ~ 12,5 см⁻¹ (см. рис. 4, В). Главная мода является «универсальной» и характерна не только для трубки Снегурочка, но и для ряда месторождений Якутии. Вместе с тем дополнительную моду можно рассматривать в качестве типоморфной характеристики алмазов этой трубки.

По распределению водорода (мода lnH ~ 0,5) мелкие и более крупные кристаллы из трубки Снегурочка сходны между собой (см. рис. 4, Г), а также с алмазами из близлежащей трубки Архангельская [5]. По сравнению с этим в выборках алмаза из трубок Якутии зафиксированы более низкие концентрации водородных центров и модальные значения lnH < 0 [15].

От алмазов из месторождения им. М. В. Ломоносова изученные кристаллы заметно отличаются по общему содержанию азота (рис. 5). По сравнению с ними в трубках Пионерская и им. М. В. Ломоносова распространены более низкоазотные индивиды (моды N_{tot} ~ 140 и 170 at.ppm соответственно), а в трубках им. Карпинского-1 и Архангельская – более высокоазотные (моды N_{tot} ~ 1400–1420 at.ppm). Вместе с тем большинство алмазов этого месторождения характеризуется относительно низкой степенью агрегации азота (%NB ~ 12–20), что отличает их от главной популяции алмазов трубки Снегурочка (см. рис. 5).

Алмазы из трубок Золотицкого поля обладают не только большим разнообразием, но и чертами сходства, которые свидетельствуют об общности условий их кристаллизации в глубинных источниках. Так, по распределению структурной примеси азота в алмазах трубки Снегурочка, Кольцовская и Первомайская близки между собой (см. рис. 3). Примечательно, что второстепенная популяция алмазов трубки Снегурочка сопоставима с кристаллами, распространёнными в трубках Архангельская (см. рис. 3), им. Карпинского-1 и Поморская [5].

Таким образом, в Золотицком поле на относительно небольшой территории проявлены кимберлитовые трубки, содержащие разнообразные по свойствам и условиям образования алма-

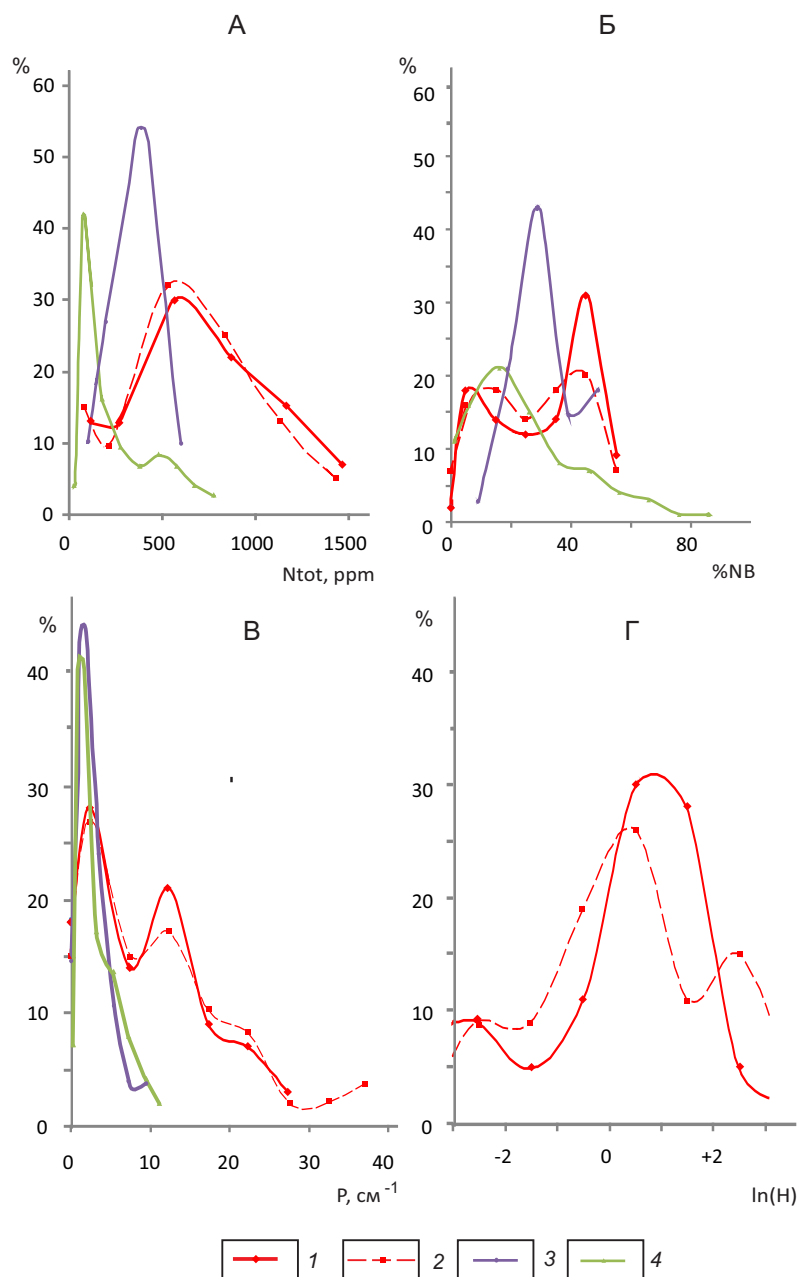


Рис. 4. Кривые распределения алмазов из трубок Снегурочка, Мир и Юбилейная по общему содержанию в них азота (N_{tot}), степени его агрегации (%NB), относительному содержанию плейтлетс (P) и водорода ($\ln(H)$):

1–4 – алмазы: 1 – размером от 1 до 4 мм из трубки Снегурочка ($n = 53$), 2 – размером < 1 мм из трубки Снегурочка ($n = 49$), 3, 4 – размером от 1 до 2 мм соответственно из трубок Мир ($n = 30$) и Юбилейная ($n = 90$)

зы: от низкоазотных в трубках Пионерская и им. М. В. Ломоносова до высокоазотных в трубках им. Карпинского-1 и Архангельская. В этом ряду по общему содержанию азота алмазы из трубки Снегурочка занимают промежуточное между ними положение и одновременно характеризу-

ются повышенной степенью агрегации азота, что нетипично для алмазов из трубок месторождения им. М. В. Ломоносова.

Обсуждение результатов. Как было показано выше, алмазы главной популяции трубки Снегурочка отличаются по распределению азота от

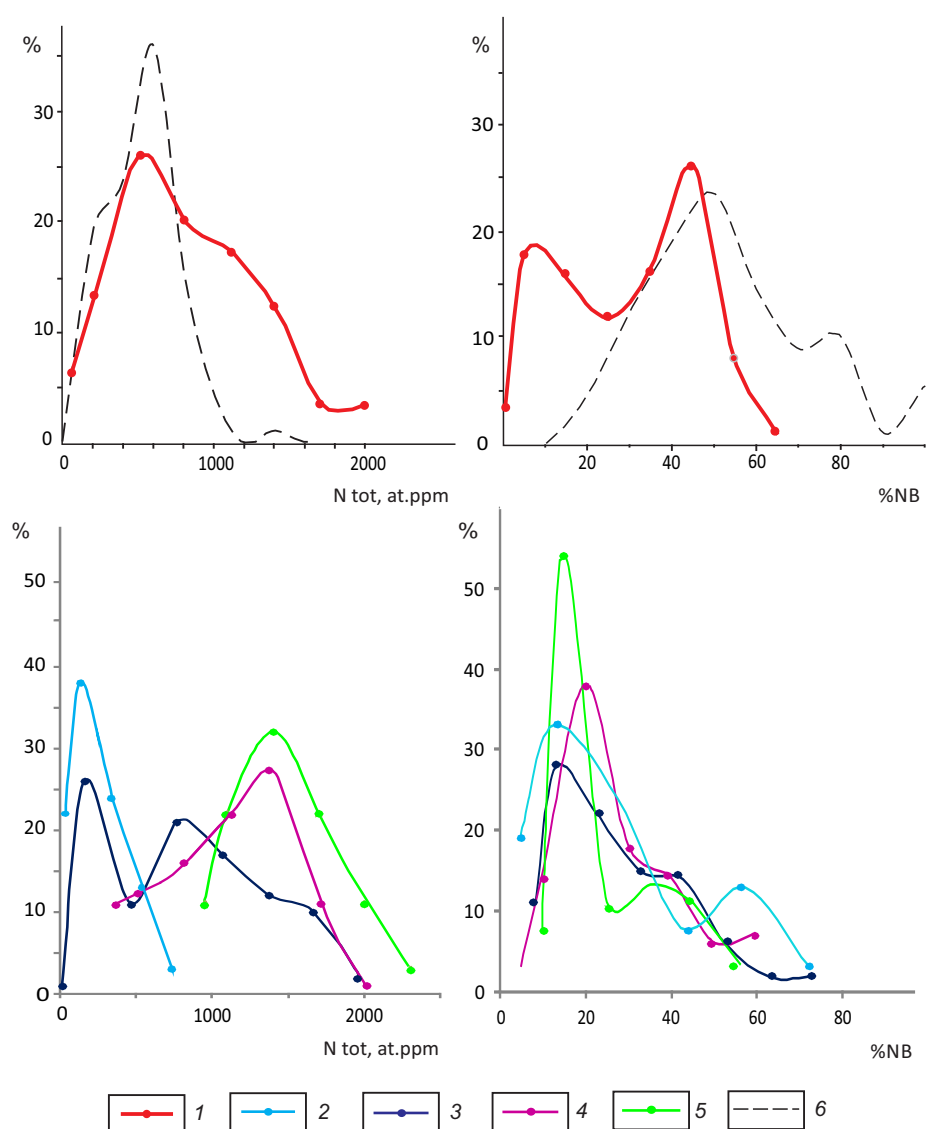


Рис. 5. Кривые распределения алмазов из трубок Золотицкого поля Архангельской области и трубки Светлана (Якутия) по общему содержанию азота (Ntot), степени его агрегации (%NB) в кристаллах:

трубки: 1 – Снегурочка ($n = 102$), 2 – Пионерская ($n = 36$), 3 – им. М. В. Ломоносова ($n = 102$), 4 – им. Карпинского-1 ($n = 77$), 5 – Архангельская ($n = 39$), 6 – Светлана (данные работы [7], $n = 89$); n – число образцов в выборках

алмазов из месторождений им. М. В. Ломоносова Архангельской области и Центральной части Сибирской платформы. Вместе с тем по температурам формирования изученные кристаллы в большинстве своём близки к алмазам трубки Пионерская. Это подчёркивается общим трендом, характеризующим соотношение в кристаллах концентраций плейтлетс (P) и азота в В-форме (NB). На рисунке 6 показаны три группы кристаллов с

различным распределением этих структурных дефектов. Алмазы первой группы, представленные преимущественно алмазами трубок Снегурочка (главная популяция) и Пионерская, характеризуются максимальным соотношением P/NB и демонстрируют положительную корреляцию указанных параметров (тренд 1). Вторая относительно немногочисленная группа включает небольшую часть кристаллов из трубок им. Карпинского-1,

Архангельская и Снегурочка. На диаграмме эти алмазы располагаются вдоль линии тренда 2 и обладают пониженным значением P/NB по сравнению с кристаллами группы 1. Как известно, плейтлетс образуются только в алмазах, содержащих азотные В-центры, причём ранее предполагалось, что соотношение этих параметров постоянно и соответствует графику тренда 2 [3]. Однако по мере накопления экспериментальных данных выяснилось, что распределение в кристаллах плейтлетс и азота в агрегированной форме зависит от температуры алмазообразования. Так, в алмазах с включениями сверхглубинных минералов, содержащих азот в агрегированной форме ($\%NB \sim 90-100$), плейтлетс практически отсутствуют. Это, по-видимому, обусловлено их деградацией под действием высоких температур, в соответствии с экспериментальными данными [19]. В большинстве кристаллов с волокнистой структурой концентрация плейтлетс, как правило, незначительна [17], что наводит на мысль о взаимосвязи этих дефектов с типом внутреннего строения и механизмом роста алмаза. Однако, по данным [10], кубоидные ядра с волокнистым строением внутри октаэдрических кристаллов сформировались в условиях высоких температур и характеризуются значимыми содержаниями плейтлетс. Исходя из этого можно полагать, что формирование пластинчатых дефектов во многом зависит от температуры алмазообразования. На диаграмме (рис. 6) алмазы с пониженным содержанием плейтлетс (0–3 условных единиц), представленные в основном кристаллами из трубок Архангельская и им. Карпинского-1, группируются вдоль оси NB (тренд 3). Таким образом, тренды 1–3 отражают разную температуру алмазообразования, что согласуется с данными работы [22], авторы которой предлагают использовать плейтлетс в геотермометрии.

Для сравнительной характеристики температур и особенностей химизма среды алмазообразования нами были выделены шесть типов алмазных популяций. Популяции V–I образуют ряд, в котором увеличение температуры и соответствующей глубины алмазообразования сопровождается уменьшением общего содержания и степени агрегации азота в кристаллах, а также появлением высокотемпературной популяции типа I [14]. Данная тенденция не вытекает из модели В. Р. Тэйлора [23], согласно которой при постоянных темпе-

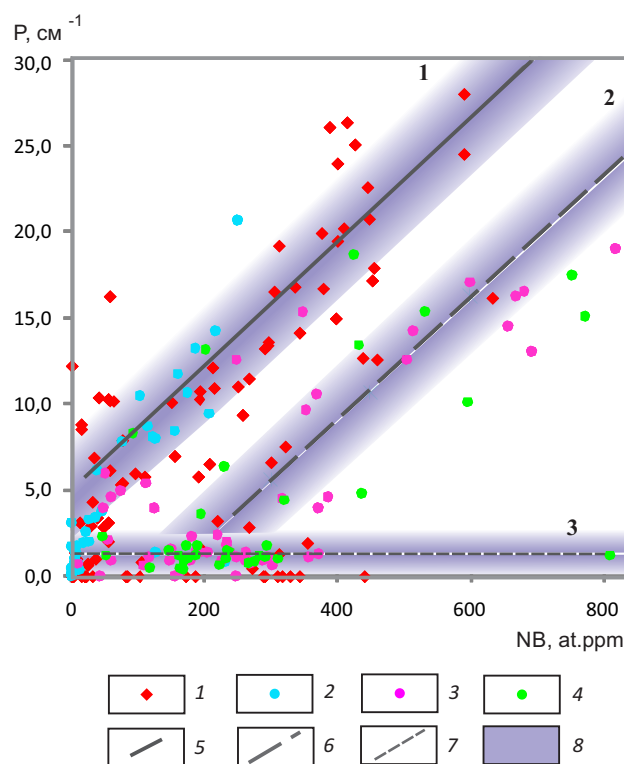


Рис. 6. Соотношение относительного содержания плейтлетс (P) и концентрации азота в В-форме (NB) в алмазах из трубок:

Снегурочка (1), Пионерская (2), им. Карпинского-1 (3) и Архангельская (4); 5–7 – соответственно высокотемпературный, среднетемпературный и низкотемпературный тренды 1–3; 8 – области группирования алмазов вокруг трендов

ратуре и времени отжига степень агрегации азота увеличивается с ростом его общего содержания в кристалле. С учётом этого можно полагать, что распределение азота в алмазах в ряду популяций типов V–I, прежде всего, обусловлено закономерностями природного алмазообразования, а именно – уменьшением общего содержания азота в среде с глубиной. Лишь в популяциях типа VI, распространённых главным образом среди алмазов из россыпей с неустановленными коренными источниками, средне- и высокоазотные алмазы преимущественно содержат азот в агрегированной форме, что соответствует модели В. Р. Тэйлора [23].

Рассмотренные выше типы алмазных популяций удобно использовать при сопоставлении и характеристике условий образования алмазов из

трубки Снегурочка и других трубок Золотицкого поля (рис. 7). Главные популяции алмазов из трубок Архангельская и Карпинского-1 относятся к наиболее низкотемпературным и менее глубинным популяциям типа V. Подобные алмазы близки по свойствам и внутреннему строению к кристаллам на рисунке 7, А–Б. Часть из них сформировалась в результате смены послынного механизма роста на нормальный (см. рис. 7, А), а другая – полностью за счёт нормального механизма (см. рис. 7, Б). Это проявляется в волокнистом внутреннем строении кристалла с извилистыми границами фронта его роста. Помимо них в рассматриваемых трубках выявлена [20] ещё одна генерация кристаллов, представленная низкоазотными индивидами размером < 1 мм (III тип популяций). Большинство алмазов из трубок Пионерская и им. М. В. Ломоносова принадлежат к популяциям III типа, занимающим промежуточное положение по температурам и глубинности образования в ряду популяций $V \rightarrow I$. Они в основном представлены низкоазотными индивидами с послынно-октаэдрическим внутренним строением и близки по морфологии и истории роста к кристаллу на рис. 7, Д.

Главная популяция алмазов трубки Снегурочка относится к типу VI. Значительная часть этих алмазов сходна по морфологическим особенностям с кристаллом на рис. 7, Е, который сформировался преимущественно за счёт послынного роста октаэдрических граней. Алмазы этой трубки, принадлежащие к второстепенной популяции (тип IV), характеризуются разнообразным внутренним строением и механизмом роста: послынным (см. рис. 7, Г) и сочетанием послынного с нормальным (см. рис. 7, В).

Как было показано выше (см. рис. 3), в трубке Снегурочка преобладают относительно высокотемпературные алмазы, сопоставимые по условиям образования с кристаллами из трубок Пионерская и им. М. В. Ломоносова (III тип популяций). Однако, по нашим данным [13], на глубинах, где происходит кристаллизация алмазов III типа популяций, содержание химически активного азота в среде относительно низкое. В связи с этим можно допустить, что средне- и высокоазотные алмазы популяций VI типа изначально сформировались и при пониженных температурах и давлениях, отвечающих популяциям типов V и IV (см. рис. 7). В дальнейшем они вместе с вмещающей средой были погружены в область более высоких

температур и давлений, где происходило их дорастание и посткристаллизационный отжиг. То есть имело место достаточно редкое явление увеличения температуры в процессе роста кристаллов, которое привело к перераспределению азота во всем их объёме. Следует отметить, что условия роста внешних зон кристаллов одновременно являются условиями отжига сформировавшихся ранее внутренних областей. В результате этого распределение азота в алмазах становится более однородным, причём модельные значения температур алмазообразования [23] в разных частях отдельно взятого кристалла должны быть примерно одинаковы во всём его объёме. Это можно проиллюстрировать данными о распределении азота в кристалле из трубки Архангельская (см. рис. 7, Е). Внутренняя область характеризуется послынно-октаэдрическим строением, а также высокими общим содержанием азота (~ 1259 at.ppm) и степенью его агрегации ($\%NB \sim 64$). Это соответствует температуре алмазообразования около 1120 °C для модельного «возраста» кристалла 3 млрд лет. Во внешней зоне этого кристалла содержание азота снижается примерно на один порядок ($N_{tot} \sim 144$ at.ppm), причём степень агрегации примеси также уменьшается ($\%NB \sim 30$). Однако температура формирования внешней зоны, оценённая по модели [23], близка к соответствующей температуре для внутренней зоны и составляет порядка 1130 °C для условного возраста алмаза 3 млрд лет. Весьма вероятно, что изначально внутренняя область этого алмаза, подобная кристаллу на рисунке 7, Г, сформировалась при более низких температурах, характерных для популяций IV типа. В результате дорастания высокоазотного алмаза с пониженным $\%NB$ ($N_{tot} \sim 971$ at.ppm, $\%NB \sim 10$) в условиях более высоких температур и давлений степень агрегации азота в кристалле увеличивается и может достичь значений, типичных для алмазов популяций типа VI.

Предположение о формировании главной популяции алмазов трубки Снегурочка при нарастающей температуре подтверждается результатами их минералогического изучения. Как отмечалось выше, среди изученных алмазов сравнительно невелика доля кристаллов с зональной фотолуминесценцией (~ 9 % от общего количества). Это может быть результатом высокотемпературного отжига алмазов на заключительном этапе их роста, который способствует более однородному распределению примесей в объёме кристалла. Для срав-

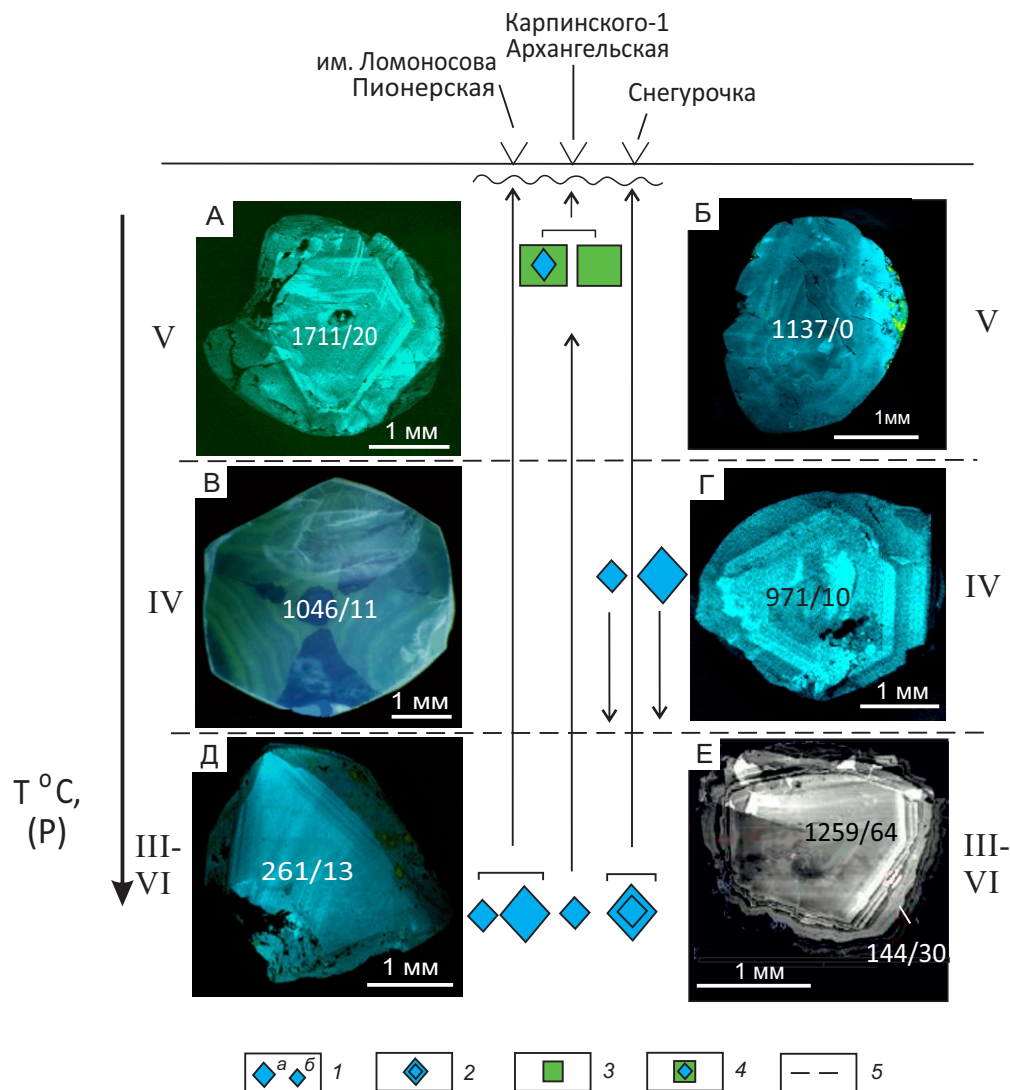


Рис. 7. Характерные особенности примесного состава и внутреннего строения главных популяций алмаза из трубок Золотицкого поля и предполагаемые условия алмазообразования:

1 – кристаллы с послойным внутренним строением соответственно размером: а – от 1 до 4 мм и б – < 1 мм; 2–4 – алмазы: 2 – с послойным внутренним строением, температура кристаллизации которых увеличивалась в процессе роста, 3 – с волокнистым внутренним строением, 4 – с послойно-октаэдрическим ядром и волокнистой внешней областью; 5 – условные границы областей распространения алмазных популяций типов III–VI, IV и V; римские цифры – типы алмазных популяций; в числителе дроби на картинах внутреннего строения приведено значение N_{tot} , в знаменателе – соответственно %NB; А–Д – кристаллы алмаза из трубки им. Капинского-1, по нашим данным [5, 17], Е – кристалл алмаза из трубки Архангельская, по данным работы [8]

нения отметим, что, согласно нашим данным, в трубках Мало-Ботуобинского района Якутии такие алмазы составляют 10–14 %, а в трубках Далдыно-Алакитского – соответственно 16–23 % [1]. Предлагаемое объяснение генезиса алмазов трубки Снегурочка согласуется также с данными о распределении азота в кристаллах разных клас-

сов крупности. В отличие от мелких индивидов (-1+0,5мм) более крупные кристаллы, с более длительной историей роста характеризуются повышенной степенью агрегации азота.

Заключение. Таким образом, данные о распределении структурных примесей и дефектов в кристаллах служат важными типоморфными харак-

теристиками алмазов из трубки Снегурочка. Они отличаются от алмазов из месторождений Центральных районов Якутии повышенными относительными содержаниями структурной примеси водорода (мода $\ln N \sim 0,5$). По сравнению с алмазами из трубок Мир и Юбилейная, а также других трубок Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов [15] в трубке Снегурочка преобладают кристаллы с повышенной степенью агрегации азота (мода $\%NB \sim 45$). Кроме того, специфической чертой алмазов этой трубки является распространённость кристаллов с высоким относительным содержанием плейтлетс (мода $P \sim 12,5$ условных единиц).

В пределах Золотицкого поля алмазы трубки Снегурочка можно идентифицировать по преобладанию кристаллов с повышенными значениями $\%NB$. Они относятся к VI типу популяций и весьма своеобразны по распределению азота в кристаллах, а также условиям их формирования. Подобные алмазы до настоящего времени не обнаружены ни в одной из высокоалмазоносных трубок России и мира, при этом они широко распространены в россыпных месторождениях с неустановленными коренными источниками. В качестве примеров можно привести россыпи Нижнеленского района Якутии, районов Гуаниамо и Лос Кокитос (Венесуэла), Коромандель (Бразилия), а также Нового Южного Уэльса (Австралия). Характерной особенностью таких россыпей является преобладание в них округлых алмазов ромбодекаэдрического габитуса. Эти алмазы, согласно представлениям А. Д. Харькива с соавторами (1995), принадлежат к «особому морфологическому типу кристаллов», коренными источниками которых являются средне- и низкоалмазоносные тела кимберлитов, приуроченные к краевым частям в общей структуре кимберлитовых провинций, где они ассоциируют с иными платформенными вулканитами: пикритами, альнеитами, мелилититами и другими. Поиск таких кимберлитов с помощью шлихо-минералогического метода осложняется из-за низкого содержания в них минералов-спутников алмаза [12].

Как видно на рис. 3, алмазы главной популяции трубки Снегурочка наиболее близки к алмазам из верхнетриасовых прибрежно-морских россыпей Нижнеленского района Якутии (участки

Ольховый и Усат-Хая), а также некоторых россыпей района Коромандель. Однако в целом изученные алмазы отличаются от кристаллов из россыпей Южной Америки пониженной степенью агрегации азота.

Алмазоносные отложения карнийского яруса верхнего триаса обнажаются в низовьях р. Лена в районе о. Тас-Ары в виде пласта мощностью от первых сантиметров до полуметра и протягиваются к западу вдоль береговой линии более чем на 500 км [4]. Ранее высказывались гипотезы о «нетрадиционных», некимберлитовых коренных источниках алмазов из верхнетриасовых россыпей [4, 6]. Однако позднее на основе сходства этих кристаллов с алмазами из архангельских трубок Поморская и Снегурочка было показано, что наиболее вероятным источником алмазов верхнетриасовых россыпей являются тела кимберлит-лампроитов [13]. Одновременно с этим [7] на Севере Якутии в низкоалмазоносной трубке Светлана, расположенной в Западно-Укукитском кимберлитовом поле, были обнаружены алмазы, близкие по свойствам и распределению азота к алмазам трубки Снегурочка (см. рис. 5). В связи с этим трубку Светлана можно рассматривать в качестве одного из аналогов кимберлитовых источников алмазов прибрежно-морских россыпей Нижнеленского района Севера Якутии.

Результаты исследования типоморфных особенностей и условий формирования алмазов трубки Снегурочка позволяют уточнить и дополнить представления о прогнозировании коренных проявлений округлых алмазов. С большой долей вероятности можно считать, что их источники преимущественно относятся к кимберлит-лампроитовому (трубка Снегурочка) или кимберлитовому (трубка Светлана) типам. Алмазы этих трубок характеризуются сложной и необычной термической историей роста, поэтому такие объекты имеют весьма ограниченное распространение. Концентрирование алмазов из таких трубок происходит во вторичных коллекторах в течение длительного времени за счёт дезинтеграции кимберлитов и переотложения алмазов. При этом можно допустить, что часть коренных источников не сохранилась до наших дней.

Авторы благодарят В. К. Гаранина за предоставление образцов для исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинова Г. К., Илутин И. П., Гуркина Г. А., Фролова Л. Н. Примесные центры в алмазах двух районов Сибирской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. – Новосибирск : СО РАН, 1991. – № 8. – С. 95–98.
2. Гаранин В. К., Криулина Г. Ю., Гаранин К. В., Самосоров Г. Г. Архангельские алмазы. Новые данные. – М. : МГУ им. Ломоносова, 2018. – 231 с.
3. Геология и генезис алмазных месторождений : монография. В 2 кн. Кн. 2 / Под ред. Б. М. Зубарева. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 424 с.
4. Граханов С. А. Геологическое строение и алмазность россыпей Севера Якутской алмазоносной провинции. – Воронеж : ВГУ, 2000. – 78 с.
5. Захарченко О. Д., Махин А. И., Хачатрян Г. К. Типоморфные свойства алмазов. – М. : ЦНИГРИ, 2002. – 104 с.
6. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М. : Недра, 2003. – 602 с.
7. Корнилова В. П., Спецюз З. В., Помазанский Б. С. Петрографо-минералогические особенности и целесообразность переоценки алмазности кимберлитовых трубок Лорик и Светлана (Западно-Укукитское поле, Якутия) // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 68. – С. 92–99.
8. Кязимов В. О., Криулина Г. Ю., Гаранин В. К. Зональные кристаллы алмаза из трубки Архангельская (Архангельская алмазоносная провинция, Россия) // Новые данные о минералах. – 2012. – Вып. 47. – С. 26–32.
9. Ларченко В. А., Степанов В. П., Минченко Г. В., Кечик И. А. Алмазность кимберлитов и родственных им пород Зимнего берега // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – 2004. – № 2. – С. 134–147.
10. Скузоватов С. Ю., Зедгенизов Д. А., Ракевич А. Л. [и др.] Полистадийный рост алмазов с облакоподобными микровключениями из кимберлитовой трубки Мир: по данным изучения оптически-активных дефектов // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 1–2. – С. 426–441.
11. Соболев Е. В., Лисойван В. И. Примесные центры в алмазах // Тезисы VIII отчетной научной конференции Института неорганической химии Сиб. отд. АН СССР (13–23 апр. 1971 г.). – Новосибирск : Сиб. отд. АН СССР, 1971. – С. 60–61.
12. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Геолого-генетические основы шликер-минералогического метода поисков алмазных месторождений. – М. : Недра, 1995. – 345 с.
13. Хачатрян Г. К. Азот и водород в алмазах мира как индикаторы их генезиса и критерии прогноза и поисков коренных алмазных месторождений : специальности 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения»; 25.00.05 «Минералогия, кристаллография» : автореф. дис. на соискание учён. степ. докт. геол.-минерал. наук / Хачатрян Галина Карленовна. – М. : ЦНИГРИ, 2016. – 48 с.
14. Хачатрян Г. К. Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. – 2013. – № 2. – С. 29–40.
15. Хачатрян Г. К. Типоморфизм алмазов Якутии по данным ИК-спектроскопии // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. – Мирный : ООО «Мирнинская городская типография», 2003. – С. 322–326.
16. Хачатрян Г. К. Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и её практическое применение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. – Мирный : ООО «Мирнинская городская типография», 2003. – С. 319–321.
17. Хачатрян Г. К., Палажченко О. В., Гаранин В. К. [и др.] Генезис «неравновесных» кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки им. Карпинского-1 по данным катодной люминесценции и ИК-спектроскопии // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. – 2008. – № 2. – С. 38–45.
18. Bursill L. A., Glaisher R. W. Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond // American Mineralogy. – 1985. – V. 70. – P. 608–618.
19. Evans T., Kiflawi I., Van Luyten W. [et al.] Conversion of platelets into dislocation loops and voids in type IaB diamonds // Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. – 1995. – V. 449. – P. 295–313.
20. Khachatryan G. K., Kaminsky F. V. «Equilibrium» and «non-equilibrium» diamonds from deposits in the East European platform, as revealed by infrared absorption data // Canadian Mineralogist. – 2003. – V. 41. – P. 171–184.
21. Smith W. V., Sorokin P. P., Gelles I. L., Lasher G. I. Electronspin resonance of nitrogen donors in diamond // Physical Review. – 1959. – V. 115. – P. 1546–1552.
22. Speich L., Kohn-G. P., Bulanova S. C., Smith C. B. The behaviour of platelets in natural diamonds and the development of a new mantle thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2018. – 173:39. – DOI : <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1463-4>.
23. Taylor W. R., Milledge H. J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch // 6th International Kimberlite Conference : Extended Abstract. – Novosibirsk. – 1995. – P. 620–622.

24. Woods G. S., Collins A. T. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds // Journal

of Physics and Chemistry of Solids. – 1983. – V. 44, № 5. – P. 471–475.

REFERENCES

1. *Blinova G. K., Ilupin I. P., Gurkina G. A., Frolova L. N.* Primesnyye tsenry v almazakh dvukh rayonov Sibirskoy kimberlitovoy provintsii [Impurity centers in diamonds from two regions of the Siberian kimberlite province], *Geologiya i geofizika*, Novosibirsk, SO RAN publ., 1991, No. 8, pp. 95–98. (In Russ.)
2. *Garanin V. K., Kriulina G. Yu., Garanin K. V., Samosorov G. G.* Arkhangel'skiye almazy. Novyye dannyye [Arkhangel'sk Diamonds. New Data], Moscow, MGU im. Lomonosova publ., 2018, 231 p. (In Russ.)
3. *Geologiya i genezis almaznykh mestorozhdeniy, monografiya. V 2 kn. Kn. 2* [Geology and genesis of diamond deposits, monograph. In 2 books. Book 2], ed. B. M. Zubarev, Moscow, TSNIGRI publ., 1989, 424 p. (In Russ.)
4. *Grakhanov S. A.* Geologicheskoye stroyeniye i almazonosnost' rossyey Severa Yakutskoy almazonosnoy provintsii [Geological structure and diamond potential of placers in the North of the Yakut diamondiferous province], Voronezh, VGU publ., 2000, 78 p. (In Russ.)
5. *Zakharchenko O. D., Makhin A. I., Khachatryan G. K.* Tipomorfnyye svoystva almazov [Typomorphic properties of diamonds], Moscow, TSNIGRI publ., 2002, 104 p. (In Russ.)
6. *Zinchuk N. N., Koptil V. I.* Tipomorfizm almazov Sibirskoy platformy [Typomorphism of diamonds of the Siberian platform], Moscow, Nedra publ., 2003, 602 p. (In Russ.)
7. *Kornilova V. P., Spetsius Z. V., Pomazanskiy B. S.* Petrografo-mineralogicheskiye osobennosti i tselesoobraznost' pereotsenki almazonosnosti kimberlitovykh trubok Lorik i Svetlana (Zapadno-Ukukitskoye pole, Yakutiya) [Petrographic and mineralogical features and the feasibility of re-evaluating the diamond potential of the Lorik and Svetlana kimberlite pipes (West Ukukit field, Yakutia)], *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 2016, No. 68, pp. 92–99. (In Russ.)
8. *Kyazimov V. O., Kriulina G. Yu., Garanin V. K.* Zonal'nyye kristally almaza iz trubki Arkhangel'skaya (Arkhangel'skaya almazonosnaya provintsiya, Rossiya) [Zonal diamond crystals from the Arkhangel'skaya pipe (Arkhangel'sk diamondiferous province, Russia)], *Novyye dannyye o mineralakh*, 2012, Is. 47, pp. 26–32. (In Russ.)
9. *Larchenko V. A., Stepanov V. P., Minchenko G. V., Kechik I. A.* Almazonosnost' kimberlitov i rodstvennykh im porod Zimnego berega [Diamond potential of kimberlites and related rocks of the Winter Coast], *Vestn. Voronezh. un-ta. Geologiya*, 2004, No. 2, pp. 134–147. (In Russ.)
10. *Skuzovatov S. Yu., Zedgenizov D. A., Rakevich A. L.* [et al.] Polistadiynyy rost almazov s oblakopodobnymi mikrovklyucheniymi iz kimberlitovoy trubki Mir: po dannym izucheniya opticheski-aktivnykh defektov [Multistage growth of diamonds with cloud-like microinclusions from the Mir kimberlite pipe: based on data from a study of optically active defects], *Geologiya i geofizika*, 2015, V. 56, No. 1–2, pp. 426–441. (In Russ.)
11. *Sobolev Ye. V., Lisoyvan V. I.* Primesnyye tsenry v almazakh [Impurity centers in diamonds], *Tezisy VIII otchetnoy nauchnoy konferentsii Instituta neorganicheskoy khimii Sib. otd. AN SSSR (13–23 apr. 1971 g.)*, Novosibirsk, Sib. otd. AN SSSR publ., 1971, pp. 60–61. (In Russ.)
12. *Khar'kiv A. D., Zinchuk N. N., Kryuchkov A. I.* Geologo-geneticheskiye osnovy shlikho-mineralogicheskogo metoda poiskov almaznykh mestorozhdeniy [Geological and genetic foundations of the panning-mineralogical method of prospecting for diamond deposits], Moscow, Nedra publ., 1995, 345 p. (In Russ.)
13. *Khachatryan G. K.* Azot i vodorod v almazakh mira kak indikatory ikh genezisa i kriterii prognoza i poiskov korennykh almaznykh mestorozhdeniy [Nitrogen and hydrogen in the world's diamonds as indicators of their genesis and criteria for forecasting and prospecting for primary diamond deposits], Moscow, TSNIGRI publ., 2016, 48 p. (In Russ.)
14. *Khachatryan G. K.* Azot i vodorod v kristallakh almaza v aspekte geologo-geneticheskikh i prognozno-poiskovykh problem almaznykh mestorozhdeniy [Nitrogen and hydrogen in diamond crystals in the aspect of geological-genetic and forecast-prospecting problems of diamond deposits], *Otechestvennaya geologiya*, 2013, No. 2, pp. 29–40. (In Russ.)
15. *Khachatryan G. K.* Tipomorfizm almazov Yakutii po dannym IK-spektroskopii [Typomorphism of Yakutia diamonds based on IR spectroscopy data], *Geologicheskkiye aspekty mineral'no-syr'yevoy bazy AK "ALROSA". Sovremennoye sostoyaniye, perspektivy, resheniya*, Mirnyy, OOO "Mirninskaya gorodskaya tipografiya" publ., 2003, pp. 322–326. (In Russ.)

16. *Khachatryan G. K.* Uovershenstvovannaya metodika otsenki kontsentratsiy azota v almaze i yeyo prakticheskoye primeneniye [Improved Methodology for Estimating Nitrogen Concentrations in Diamonds and Its Practical Application], *Geologicheskkiye aspekty mineral'no-syr'yevoy bazy AK "ALROSA". Sovremennoye sostoyaniye, perspektivy, resheniya*, Mirnyy, OOO "Mirninskaya gorodskaya tipografiya" publ., 2003, pp. 319–321. (In Russ.)
17. *Khachatryan G. K., Palazhchenko O. V., Garanin V. K.* [et al.] Genezis "neravnovesnykh" kristallov almaza iz kimberlitovoy trubki im. Karpinskogo-1 po dannym katodnoy lyuminesentsii i IK-spektroskopii [Genesis of "Nonequilibrium" Diamond Crystals from the Karpinsky-1 Kimberlite Pipe Based on Cathodic Luminescence and IR Spectroscopy Data], *Vestnik MGU. Seriya 4: Geologiya*, 2008, No. 2, pp. 38–45. (In Russ.)
18. *Bursill L. A., Glaisher R. W.* Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond, *American Mineralogy*, 1985, V. 70, pp. 608–618.
19. *Evans T., Kiflawi I., Van Luyten W.* [et al.] Conversion of platelets into dislocation loops and voidite in type IaB diamonds, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 1995, V. 449, pp. 295–313.
20. *Khachatryan G. K., Kaminsky F. V.* "Equilibrium" and "non-equilibrium" diamonds from deposits in the East European platform, as revealed by infrared absorption data, *Canadian Mineralogist*, 2003, V. 41, pp. 171–184.
21. *Smith W. V., Sorokin P. P., Gelles I. L., Lasher G. I.* Electronspin resonance of nitrogen donors in diamond, *Physical Review*, 1959, V. 115, pp. 1546–1552.
22. *Speich L., Kohn-G. P., Bulanova S. C., Smith C. B.* The behaviour of platelets in natural diamonds and the development of a new mantle thermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2018, 173:39, DOI: <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1463-4>.
23. *Taylor W. R., Milledge H. J.* Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch, 6th International Kimberlite Conference, Extended Abstract, Novosibirsk, 1995, pp. 620–622.
24. *Woods G. S., Collins A. T.* Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds, *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 1983, V. 44, No. 5, pp. 471–475.

Статья поступила в редакцию 15.01.26; одобрена после рецензирования 03.03.26; принята к публикации 03.03.26.
The article was submitted 15.01.26; approved after reviewing 03.03.26; accepted for publication 03.03.26.

Калиевые метасоматиты регионального типа, их роль и место в происхождении мезозойских рудоносных систем Алдано-Станового щита

Аннотация. С процессами мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Станового щита (АСЩ) связано формирование регионально проявленной щелочной флюидной системы интрателлурического типа, вещественным выражением которой служат существенно калишпатовые низкотемпературные метасоматиты (гумбеиты). Рассматриваются геологические особенности локализации метасоматитов, их вещественные свойства и геохимическая специализация. Высказано мнение о генетической самостоятельности щелочной флюидной системы интрателлурического типа и её причастности к формированию всего формационного разнообразия мезозойских магматических и связанных с ними гидротермально-метасоматических (в том числе рудных) образований. Приведены свидетельства самореализации интрателлурической флюидной системы в форме наиболее крупных рудных (золото, уран) месторождений АСЩ и её дочерних производных – локальных рудных систем магматогенного типа.

Ключевые слова: Алдано-Становой щит, гумбеиты, вещественный состав, интрателлурические флюиды, золото, рудно-магматогенные системы.

УЮТОВ ВИКТОР ИВАНОВИЧ, заместитель генерального директора по геологии и недропользованию, vyuyutov@preramet.com

АО «Инвестцветмет», г. Москва

Regional-type potassium metasomatites: their role and place in origination of the Mesozoic ore-bearing systems of the Aldan-Stanovoy shield

V. I. UYUTOV

JSC Investsvetmet, Moscow

Annotation. The Mesozoic tectonomagmatic reactivation of the Aldan-Stanovoy Shield (ASS) is associated with formation of a regional-scale intratelluric-type alkaline fluid system, a material expression of which is low-temperature substantially potassium-feldspar metasomatites (gumbeites). The paper considers geological features of localization of the metasomatites, their compositional characteristics, and geochemical specialization. It is suggested that the intratelluric-type alkaline fluid system is genetically independent, and that it was involved in origination of the entire diversity of the Mesozoic igneous formations and their associated hydrothermal-metasomatic (including ore-bearing) ones. Evidence is presented for a self-realization of the intratelluric fluid system in form of the largest ore (gold, uranium) deposits in the ASS and of its daughter derivatives, the local-scale magmatic-type ore systems.

Key words: Aldan-Stanovoy Shield, gumbeites, mineral composition, intratelluric fluids, gold, ore-magmatic systems.

Проявления специфичных существенно калишпатовых криптозернистых пород, в разной мере обогащённых ксеногенными (реликтовыми) примесями преимущественно кварца, а также новообразованиями карбоната, пирита, флюорита, известны в различных районах мезозойской активизации

Алдано-Станового щита уже на протяжении нескольких десятков лет. Однако многообразие геолого-структурных форм их проявления, конвергентные особенности состава и облика, обуславливающие их сходство с вулканогенными, осадочными и другими породами, длительное время не

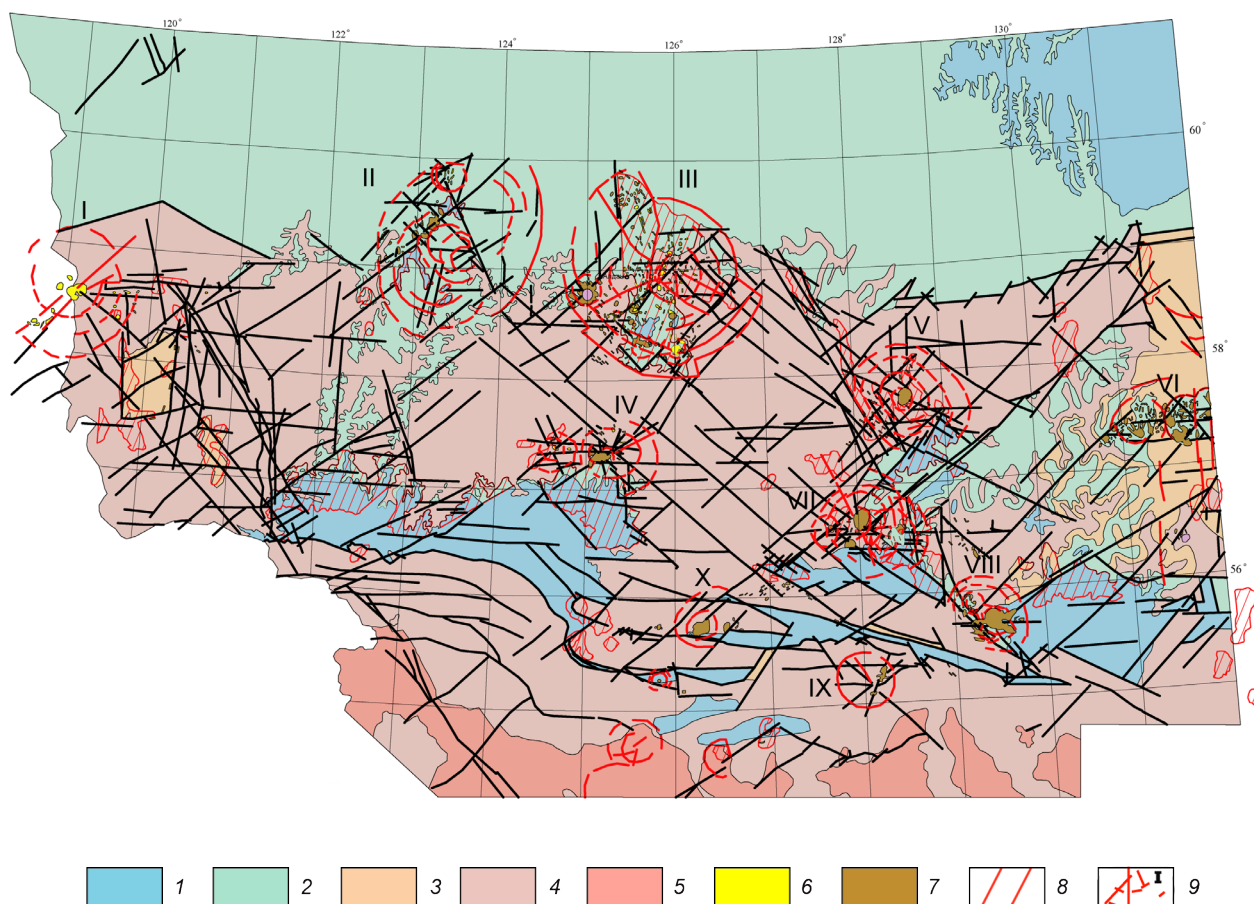


Рис. 1. Характер размещения калиевых метасоматитов регионального типа в пределах Алдано-Станового геоблока (Якутский регион):

1 – мезозойские молассоидные и молассовые образования Южно-Якутской системы впадин; 2 – платформенные карбонатные отложения венда–нижнего кембрия; 3 – терригенные и карбонатно-терригенные отложения нижнего протерозоя; 4 – породы докембрийского кристаллического основания; 5 – мезозойские гранитоиды Становой области; 6–7 – мезозойские изверженные породы: 6 – лейцитит-щёлочносиенитовой формации, 7 – монзонит-сиенитовой и диорит-гранодиоритовой формаций; 8 – калиевые метасоматиты регионального типа (гумбеиты); 9 – локальные РМС первого порядка: I – Мурунская, II – Верхне-Амгинская, III – Центрально-Алданская, IV – Эвотинская, V – Тыркандинская, VI – Учурская, VII – Ломамская, VIII – Нингамская, IX – Талангинская, X – Мелемкенская

способствовали их надёжной идентификации. Обобщённое описание этих образований с доказательством их метасоматического происхождения и широкого распространения в пределах АСИЦ было ранее выполнено автором [42], рассматривавшим их, по аналогии с известными золото-молибден-урановородными калиевыми метасоматитами Центрально-Алданского рудного района (ЦАРР), в составе гумбеитовой формации.

Размещение проявлений региональных калиевых метасоматитов в главных чертах подчинено мезозойскому структурному плану (рис. 1)¹. Основной объём метасоматитов сосредоточен в пределах

¹ По убеждению автора, приведённая схема в силу отсутствия специальных исследований не вполне отражает истинные (более значительные) масштабы распространения гумбеитов.

Чаро-Алданского глыбового поднятия (ЧАГП) и Южно-Алданской системы впадин (ЮАСВ).

В пределах ЧАГП метасоматиты приурочены в основном к локальным центрам проявления мезозойского магматизма, различающимся по своему внутреннему устройству и формационному сочетанию сосредоточенных в их пределах мезозойских изверженных пород. Так, значительные масштабы гумбеитов установлены в Центрально-Алданском, Верхне-Амгинском, Эвотинском, Мурунском, Верхне-Токкинском, Тыркандинском районах мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА), характеризующихся широким развитием пород лейцитит-щёлочносиенитовой и монцонит-сиенитовой формаций. Имеются свидетельства широкого проявления калиевых метасоматитов в Ломамском, Нингамском и Учурском районах ТМА, где преимущественным распространением пользуются породы монцонит-сиенитовой и монцодиорит-гранодиоритовой формаций, при подчинённой роли щелочных ассоциаций.

Широкое развитие получили гумбеиты в нижней части юрских терригенных отложений Южно-Алданской системы угленосных впадин и, прежде всего, в границах Усмунской, Чульманской, Ытымджинской, Токинской впадин, как правило, вне видимой пространственной связи с мезозойскими магматическими породами. Проявления калиевого метасоматоза рассматриваемого типа имеют место также в рифейских и раннепротерозойских терригенных отложениях Угуйской, Олдонгсинской впадин на западе и Учуро-Майского прогиба в восточной части АСЦ.

Заметная роль в контроле проявления калиевых метасоматитов принадлежит зонам региональных структурно-стратиграфических несогласий (ССН), определяющих латеральную (ареальную) форму развития метасоматических процессов. Гумбеизации, по существу, подвергнуты все типы ССН, выявленных в пределах АСЦ.

Наибольшим разнообразием вещественно-структурных форм и интенсивностью проявления калиевых метасоматитов отличается Центрально-Алданский рудный район (ЦАРР). Здесь выделяются две взаимосвязанные структурные формы проявления гумбеитов – площадная (ареальная) и линейная (приразломная). Метасоматиты первой морфологической разновидности развиты преимущественно в породах осадочного чехла. Так, в пределах Куранахской впадины (и одноимённого рудного поля) калишпатовый метасоматоз прояв-

лен как в зоне контакта кембрийских карбонатных пород с юрскими терригенными отложениями, так и во всём 600-метровом разрезе венд-нижнекембрийских карбонатных пород, занимая до 20–25 % общей мощности разреза. Только в верхнем 450-метровом интервале карбонатной толщи сосредоточено до 26 гумбеитовых слоёв мощностью от первых метров до 15 м [42]. В частности, вблизи юго-западной границы Куранахской впадины в правом борту руч. Латышского траншеей обнажён ступенчатый уступ общей высотой около 60 м, сложенный горизонтально залегающими светло-серыми и желтовато-серыми грубослоистыми строматолитовыми доломитами тумулдурской свиты нижнего кембрия, включающими 10 сближенных слоёв гумбеитов, выделяющихся своей яркой окраской в жёлто-коричневых, шоколадных тонах (рис. 2). Мощность слоёв составляет от 0,4 до 2 м. Вблизи контактов калишпатизированных прослоев и на удалении до 3–5 м от них в доломитах постоянно проявлены гнёзда, линзы, секущие и послойные жилы и прожилки белого кальцита, нередко несущие флюоритовую минерализацию.

Проводниками метасоматизирующих флюидов послужили протяжённые (до 25 км) и до последнего времени слабо изученные на глубину крутопадающие зоны разломов субмеридионального направления, контролирующие золоторудную минерализацию Куранахского (КРП) и Нижнеякокитского (НЯРП) рудных полей.

В южной части ЦАРР в пределах Верхне-Якутской впадины под толщей юрских песчаников повсеместно развит горизонт в различной степени калишпатизированных карбонатных пород нижнего кембрия переменной (от первых метров до 30 м) мощности. Калишпатизация, без помех преодолевая стратиграфический барьер, интенсивно развивается по базальным конгломератам нижней юры и распространяется, с постепенным затуханием, выше на 100–140 м в толщу нижнеюрских аркозовых песчаников (рис. 3). Ещё выше по разрезу в песчаниках и алевролитах верхнеюхтинской подсвиты калишпатизация уступает место существенно слюдястым преобразованиям, в ассоциации с небольшим количеством новообразованного альбита, карбоната и убогой вкрапленности пирита.

Гумбеиты второй морфологической разновидности развиты преимущественно в породах кристаллического фундамента, в основном в пределах Эльконского горста, локализуясь в границах кру-



Рис. 2. Тело пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов (гумбеитов) в доломитах тумулдурской свиты нижнего кембрия (Центральный Алдан, устье руч. Латышского). Красным контуром выделены кальцитовые оторочки в кровле и подошве слоя гумбеитов

топадающих (60–70°) тектонических зон докембрийского заложения, подновлённых в мезозое. Протяжённость этих зон составляет до 30–40 км. Мощность интенсивно гумбеизированных пород измеряется десятками метров. Слабые изменения фиксируются на расстоянии в сотни метров. Зоны прослежены на глубину более 2000 м без признаков выклинивания. Насыщенность Эльконского горста разномасштабными зонами рудоносных гумбеитов столь велика, что создаётся впечатление гигантского мегаштокверка². К зонам гумбеитов здесь приурочены уникальные по масштабам месторождения урана с попутным золотом, серебром, молибденом, достаточно широко освещённые в отечественной литературе [7, 16, 33, 41].

В Чульманской, Ытымджинской, Токинской и других угленосных впадинах Южно-Алданской рифтогенной системы гумбеизацией охвачены площади в сотни квадратных километров. Ореолы интенсивных метасоматических преобразований имеют пластообразную и линзовидную форму и распространяются на десятки метров выше поверхности предъюрского ССН. На нижнем уров-

не, включающем приграничную часть фундамента, базальные горизонты юрских конгломератов, песчаников, алевролитов юхтинской свиты, локализуется пластово-секущие тела пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, сопровождающихся ореолами в разной мере калишпатизированных пород, мощностью до 100 м и более. В западной части Чульманской впадины (участок Перевальный), как и в ЦАРР, в строении метасоматических ореолов устанавливается зональность [33], в соответствии с которой выделяются 4 зоны, различающиеся по степени метасоматических изменений (от центра к периферии): зона калиевых (ортоклазовых) гумбеитов (до 140 м), зона калинатовых гумбеитов (30–35 м), зона натровых (альбитовых) гумбеитов (70–75 м), зона гидрослюдисто-карбонатных метасоматитов. Общая мощность метасоматизированных пород составляет 200–300 м.

В пределах Ытымджинской впадины и Ломамского (Билибинского) магматического центра, в частности, пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты проявлены в зоне предъюрского ССН и распространяются выше во всём разрезе нижнеюрских малассоидов. Ниже ССН гумбеизация интенсивно развита в карбонатных породах нижнего кембрия, где метасоматиты слагают протяжённые пластовые залежи, мощностью от 2–5 до 20–25 м и многочисленные жильные тела. Протяжённость жильных тел от первых десятков

² Геологоразведочными работами выявлены и в разной степени изучены 78 рудоносных зон общей протяжённостью 180 км. Ещё 300 км потенциально рудоносных зон выявлены поисковыми маршрутами и не изучены. Практически все зоны недоизучены в отношении золоторудной минерализации.



Рис. 3. Проявление гумбеизации по базальному горизонту песчаников нижней юры на границе с гумбеизированными карбонатными породами (ЦАРР, Верхне-Якокитская впадина, руч. Иосиф)

метров до 500–650 м. Наиболее крупные из них имеют мощность от первых метров до первых десятков метров при крутом (75–80°) падении и северо-восточном простирании. В зонах развития метасоматитов жильной формы наблюдается перекристаллизация горизонтов осадочных кремней в доломитах, сопровождающаяся кальцитизацией и присутствием тонкозернистого флюорита тёмно-фиолетовой окраски. Калишпатовые метасоматиты в основании юрских отложений принципиально золотоносны. Содержания золота обычно составляют от десятых долей до 1 г/т.

В Верхне-Амгинском районе пирит-калишпатовые метасоматиты обнаружены повсеместно в основании разреза юрских терригенных пород и также характеризуются устойчиво повышенными (до 1 г/т) содержаниями золота.

Широкое проявление гумбеизации, как отмечалось, фиксируется в районе Угуйской и Олдонгсинской впадин.

Гумбеиты Угуйской впадины прослеживаются в области контакта архейских метаморфитов и рифейских осадочных пород олонноконской свиты вблизи южной окраины впадины в полосе протяженностью около 20 км и шириной 3–4 км, которая рассматривается как Южно-Угуйская рудная зона (рис. 4), вмещающая все известные в настоящее время золоторудные месторождения так называемого «угуйского типа» [14].

Главными флюидопроводниками послужили крутопадающие (60–70°) разломы субширотной – северо-восточной Кондинской взбросо-надвиговой системы. Прослеженный вертикальный размах в разной мере гумбеизированных пород составляет не менее 900 м. Нижняя граница метасоматитов не установлена. В гамма-полях гумбеиты выделяются отчётливо повышенными (до 180–200 мкр/ч при средней величине 41–49 мкр/ч) значениями радиоактивности уран-ториевой природы.

Вдоль западной границы Угуйской впадины гумбеиты развиты в пределах Токкинской меридиональной зоны разломов докембрийского заложения, подновлённой в мезозое. В составе новообразований преобладают золотосодержащие гидротит-калишпатовые и пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты, нередко с флюоритом.

В границах Олдонгсинской впадины гумбеизации подвержены протерозойские углеродсодержащие метатерригенные породы ханинской свиты вблизи зоны ССН. Локальный контроль метасоматитов осуществляют зоны дробления, брекчирования, расланцевания, будинажа, межпластовые срывы и трещины кливажа осевых поверхностей складок. С гумбеитами связаны проявления урана, установлено повышенное содержание золота и изредка элементов платиновой группы [35].

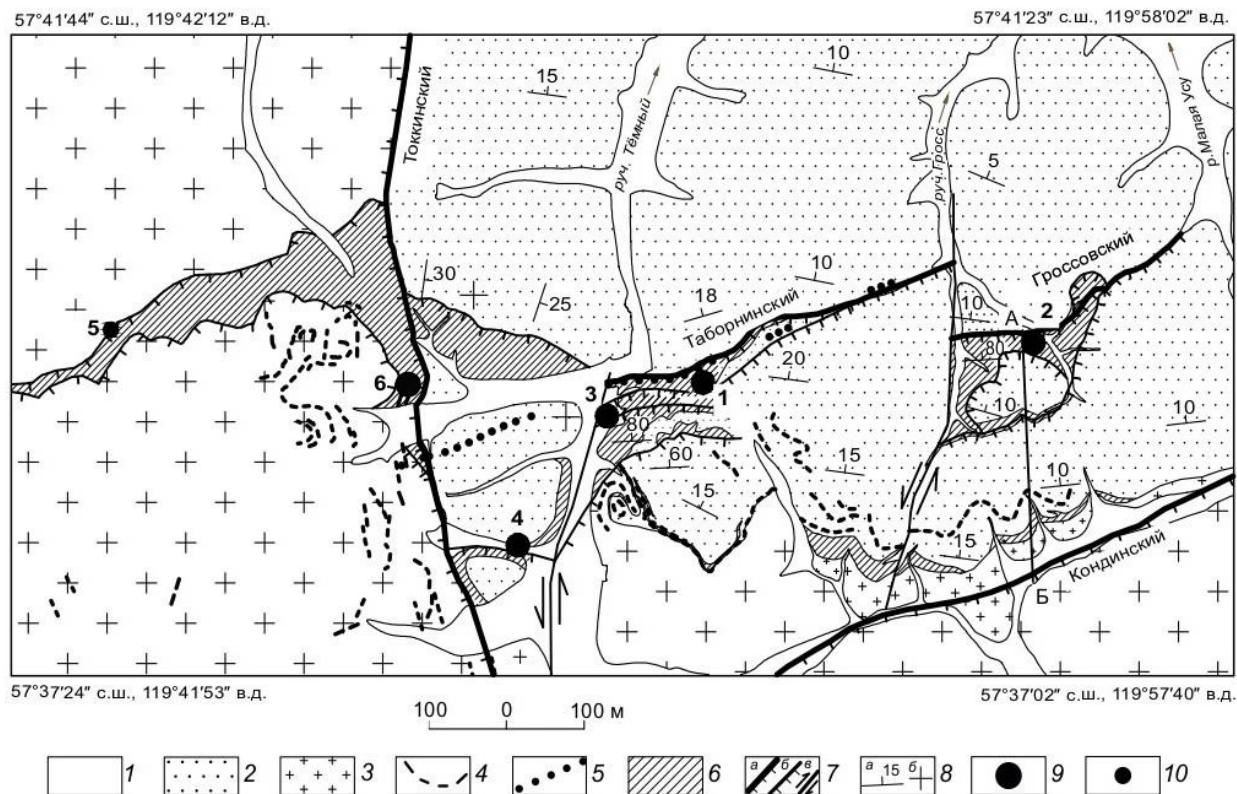


Рис. 4. Характер проявления гумбеизации вдоль юго-западной окраины Угуйской впадины (Южно-Угуйская золотоносная зона):

1 – голоценовые и плейстоценовые аллювиальные, пролювиальные, флювиогляциальные отложения; 2 – рифей, олонноконская свита: красноцветные кварц-полевошпатовые песчаники; 3 – архейский кристаллический фундамент: граниты, гранито-гнейсы; 4 – мезозойские силлы, дайки сиенитов-порфиоров и бостонитов; 5 – позднерифейские дайки долеритов; 6 – рудоносные гумбеиты по песчаникам и породам фундамента и продукты их гипергенных изменений; 7 – разрывные нарушения: а – надвиги, взбросы главные, б – надвиги, взбросы второстепенные, в – сдвиги; 8 – элементы залегания слоистости: а – наклонные, б – горизонтальные; 9 – месторождения золота: 1 – Таборное, 2 – Гросс, 3 – Тёмное, 4 – Высокое, 6 – Токкинское; 10 – проявления золота: 5 – Аномалия-13

В западной части АСЦ в Каларском районе Забайкалья выявлены золотоносные гумбеиты в районе Апасатского грабена [24], располагающегося на западном продолжении Южно-Алданской системы угленосных впадин. Грабен выполнен верхнеюрскими и раннемеловыми отложениями угленосной молассы, вмещающей Апасатское месторождение угля³. В северном близширотном тектоническом контакте грабена, вдоль надвига докембрийских образований на юрско-меловые угленосные отложения, установлено проявление гумбеизации в полосе протяжённостью не менее

15 км при ширине до 250 м и мощности отдельных тел гумбеитов 5–20 м, участками до 55 м. Метасоматическому воздействию подвержены все прилегающие к грабену докембрийские и отчасти мезозойские осадочные породы, но в основном архейские плагиомигматиты, испытавшие объёмный катаклаз и брекчирование. В вертикальной колонке наблюдается смена калишпатовых изменений гидрослюдизацией, затрагивающей, в том числе, мезозойские осадочные породы. Содержания золота в метасоматитах составляют первые граммы на тонну, изредка достигая двузначных величин на участках проявления позднего жильного сульфидно-кварцевого парагенезиса. Мезозойские магмопроявления в районе впадины полностью отсутствуют.

³ Подчеркнём полное отсутствие в изученном районе проявлений мезозойского магматизма.

Проявление процессов мезозойской гумбеизации не является исключительной особенностью АСЦ. Примечателен в этом отношении пример полностью идентичных образований, обнаруженных в пределах Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия Южного Верхоянья, в частности, в районе свинцово-цинкового месторождения Сардана [11]. Метасоматиты формируют два субсогласных пластовых тела в доломитизированных известняках сардининской свиты венда вблизи стратиграфического контакта с песчанистыми доломитами и глауконитовыми известняками пестроцветной свиты нижнего кембрия, также частично затронутых метасоматозом. Мощность метасоматических тел составляет 9–22 м. В контактах метасоматических тел часто формируется зона битумосодержащих кальцитовых гнёзд и прожилков.

Возраст гумбеитов. Возраст пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов определяется на основании их взаимоотношений с замещаемыми субстратами и имеющихся радиогенных датировок. В Центрально-Алданском и Ломамо-Ытымджинском районах имеют место многочисленные свидетельства наложения гумбеизации на пластовые интрузии и дайки кварцевых порфиров позднеэристового–раннеюрского возраста; лампроитоидов с радиогенным возрастом 155–170 млн лет; даек и пластовых тел минетт, вогезитов, субщелочных и щёлочноземельных сиенит-порфиров, то есть практически на всю группу щелочных, субщелочных и щёлочноземельных пород первого (позднеэристового–раннеюрского) и второго (средне-верхнеюрского) этапов магматической активности. В пределах Угуйского района, по наблюдениям [39], гумбеиты развиваются по пластовым телам и дайкам эгириновым кварцсодержащим сиенит-порфиров, бостонитов и субщелочных сиенит-порфиров. Для последних установлен радиологический возраст 162 млн лет. В то же время не выявлено ни единого случая наложения процессов гумбеизации рассматриваемого типа на интрузивные породы (штоки, лакколиты) третьего (позднеюрского–раннемелового) этапа. Надёжные факты пересечения гумбеитов дайками четвёртого (мелового) этапа (сельвсбергитами, тингуаитами, грорудитами, эгириновыми сиенит-порфирами) установлены в пределах Эльконского рудного узла (ЦАР). Таким образом, на основании взаимоотношений гумбеитов с мезозойскими изверженными породами можно заключить, что основной объём метасоматитов в наблюдаемом срезе был, вероятно, сфор-

мирован на завершающих стадиях второго (средне-верхнеюрского) этапа магматической активности, до внедрения главных объёмов изверженных пород третьего (позднеюрского–раннемелового) этапа.

Большая часть калий-аргоновых датировок гумбеитов из различных районов АСЦ укладывается в диапазон 137–152 млн лет [41], что в целом согласуется с геологическими данными. Следует, однако, указать на локальное проявление интенсивных процессов гумбеизации, со всеми присущими этим метасоматитам вещественными признаками, в небольших диатремах щелочных лампроитоидов и сиенитоидов ЦАР (диатремы Кайла, Опытная, Хапчаан, АН-10, АН-4а, Скальная, Мало-Юхтинская), относимых к четвёртому (меловому) этапу. Напомним также о молодом (вероятно, позднемеловом) возрасте гумбеитов Апсатского грабена, что может служить указанием на жизнедеятельность глубинной калиевой системы на всём протяжении эпохи мезозойской тектономагматической активизации АСЦ.

Вещественный состав гумбеитов. Независимо от вещественных особенностей замещаемых субстратов типоморфный минеральный парагенезис метасоматитов носит универсальный характер и включает калиевый полевой шпат, являющийся главным индикатором метасоматического процесса, а также железистый карбонат, пирит и флюорит. В метасоматических колонках завершённого типа в качестве важнейшего типоморфного компонента выступает кварц. Несмотря на принципиально одинаковый конечный результат метасоматических преобразований, исходные субстраты накладывают всё же определённую специфику на состав возникающих парагенезисов.

Гумбеиты по карбонатным субстратам, на примере ЦАР, в свежем состоянии по своему облику практически неотличимы от замещаемых пород, в деталях сохраняя их структурно-текстурные особенности (рис. 5). При некотором навыке они легко диагностируются благодаря исключительной крепости, раковистому излому, охристо-жёлтой и бурой окраске выветрелой поверхности (см. рис. 5, А). При относительно слабом метасоматозе калишпат устанавливается обыкновенно лишь с помощью химического анализа или с применением электронного сканирующего микроскопа. При более интенсивном преобразовании в карбонатной породе появляются линзочки и тонкие прослои пелитоморфного калишпатового аг-

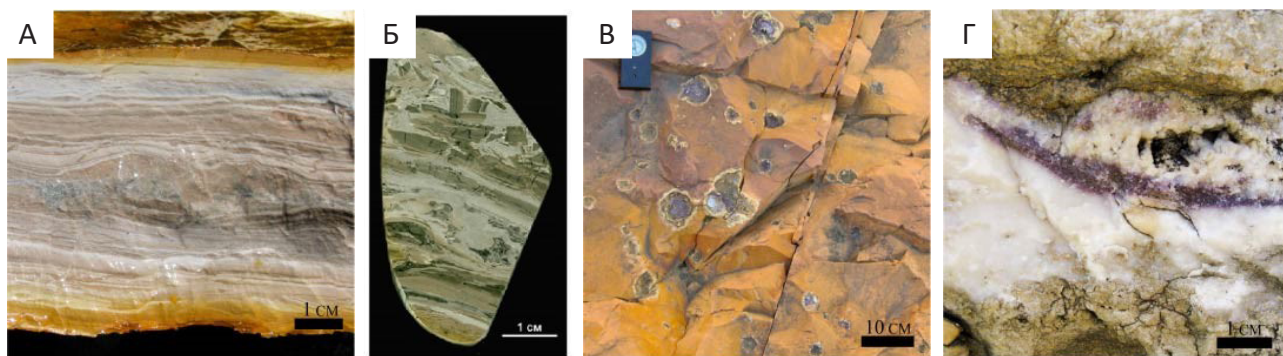


Рис. 5. Структурно-текстурные особенности гумбеитов по доломитам нижнего кембрия:

А – в деталях унаследована слоистая текстура доломитов, поверхность образца покрыта бурой коркой за счёт окисления железистого карбоната и пирита; Б – гумбеит слоисто-брекчиевой текстуры (светлые слои отличаются повышенным содержанием калишпата); В – гнездовые обособления анкерит-флюоритового состава в гумбеитах; Г – флюорит-кальцитовая минерализация по доломитам в приконтактовой части слоя гумбеитов

регата, препазирующиеся при выветривании с образованием характерной ребристой и кавернозной поверхности. Предельными метасоматическими продуктами являются преимущественно калишпатовые (до 75–90 %) породы с унаследованной слоистой или брекчиевой текстурой субстрата (рис. 5А, 5Б).

Калишпат под микроскопом⁴ представлен слабо двупреломляющим, часто практически изотропным, микрозернистым агрегатом. Размер зёрен составляет тысячные и сотые доли миллиметра и несколько увеличивается (до десятых долей миллиметра) в цементе брекчиевых и жильных метасоматитов. По составу соответствует низкотемпературному ортоклазу. Карбонат формирует агрегаты зёрен с извилистыми очертаниями размером десятые доли миллиметра и нередко сохраняет реликтовую приуроченность к линейным направлениям (см. рис. 6, А). Состав карбоната изменяется от железистого доломита до анкерита, присутствующих примерно в равных количествах (в сумме около 24 %). Содержание пирита, неравномерно рассеянного в пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитах в виде мельчайших (менее 1 мм) кристаллов кубического габитуса, обыкновенно составляет доли процента реже первые (до 5 %) проценты.

⁴ Впечатляющие результаты даёт применение электронного сканирующего микроскопа (рис. 6).

Нередко внутри гумбеитовых тел присутствуют небольшие (до 5–7 см) конусовидные гнёзда и миндалины (см. рис. 5, В), в составе которых преобладает анкерит; в подчинённом количестве в виде тонкой прерывистой каймы по периферии гнездовых обособлений присутствует магнезиосидерит, а также флюорит, мусковит, селлаит, барит (см. рис. 6, Б, обр. К-4). Спорадически в гумбеитовом парагенезисе в тесной ассоциации с кальцитовыми гнёздами и прожилками отмечаются твёрдые (антраксолит) и жидкие битумы. Вероятным их источником являются доломиты и известняки, хотя нельзя исключить и эндогенное происхождение битумов⁵. Присутствие ураноносных битумов, близких высшим керитам-низшим антраксолитам (с повышенными содержаниями золота и серебра), ассоциированных с процессами гумбеизации, отмечается, в частности, на рудопроявлении Колибри (КРП), а также в гумбеизированных породах архейского кристаллического фундамента в пределах КРП.

Химический состав метасоматитов по карбонатным породам (табл. 1) хорошо согласуется с минеральным составом новообразований и характеризуется нарастающим привнесом калия (от пер-

⁵ Подобную связь нефтебитумообразования со щёлочно-кремневой флюидизацией осадочных пород допускает П. Ф. Иванкин [15] в рамках своеобразного металлогенического ряда с «холодным» (ниже 200–300°) типом эволюции интрателлурических флюидов.

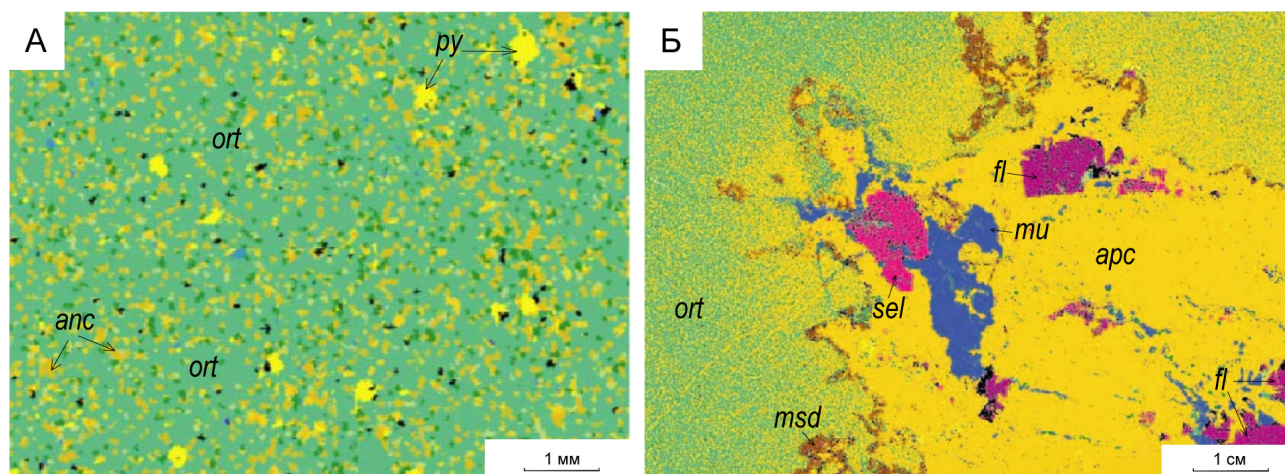


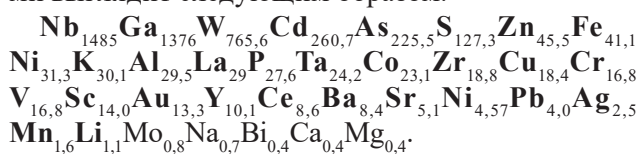
Рис. 6. Гумбеиты по карбонатным породам:

А – типичная разновидность (обр. К-11); Б – гнездовое обособление сложного состава (обр. К-4): kf – ортоклаз, апс – анкерит, пу – пирит, msd – магниосидерит, fl – флюорит, sel – селлаит (фторид магния), му – мусковит (изображения получены на сканирующем электронном микроскопе SEM TESCAN TIMA в ФГБУ «ЦНИГРИ»)

вых до 10–12 %), резко преобладающим над натрием, а также кремнезёма, железа, серы, фосфора, титана и примерно пропорциональным выносом магния и кальция.

Апокарбонатные гумбеиты характеризуются богатым спектром привнесённых микроэлементов (табл. 2).

Их ряд контрастности в сравнении с замещающими преобладающе доломитовыми субстратами выглядит следующим образом:



В составе пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, проявленных по алюмосиликатным субстратам, выделяются две группы, соответственно, гумбеиты по терригенным отложениям юры, нижнего протерозоя и рифея и гумбеиты по породам архейского кристаллического фундамента, характеризующиеся в целом близкими вещественными свойствами.

Гумбеиты по терригенным породам, как отмечалось, проявляют зональное строение, заключающееся в смене существенно калиевых метасоматитов внутренней зоны, калинатровыми метасоматитами промежуточной зоны и карбонатно-слюдистыми метасоматитами во внешней зоне

ореола. Границы между зонами постепенные (статистические). Гумбеизация песчаников проявлена в интерстициально-объёмной форме. Наиболее интенсивным выражением метасоматических преобразований является формирование горизонтальных и кососекущих маломощных прослоев и линз практически мономинеральных калишпатитов. Это светло-серые, серые и желтоватые (в выветрелом состоянии) породы, сложенные микрозернистым (десятые–тысячные доли мм) агрегатом пелитизированного калишпата (часто изотропного в скрещенных николях), включающем переменное количество остроугольных и изометричных реликтовых обломков преимущественно кварца, реже полевых шпатов (рис. 7).

На участках выклинивания прослоев количество обломочного материала быстро нарастает и на некотором удалении новообразованный калишпат присутствует только в межзерновых промежутках обломочных компонентов песчаника, оказывая на них то более, то менее выраженное воздействие. Микроклин песчаников окружается, обыкновенно, буроватой каймой пелитизированного калишпата, в которой исчезает микроклиновое решётка, и вслед за тем приобретает по периферии неширокую оторочку прозрачного адуляра. Плагноклаз деанортитизируется и частично или полностью замещается калишпатом. По данным микронзондо-

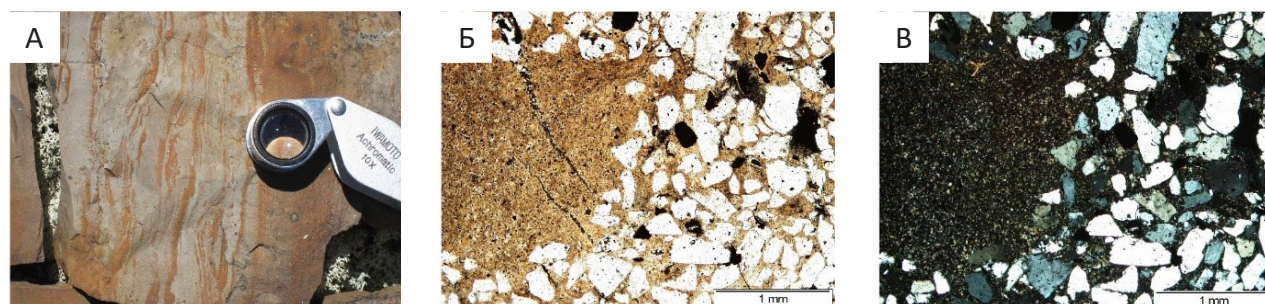


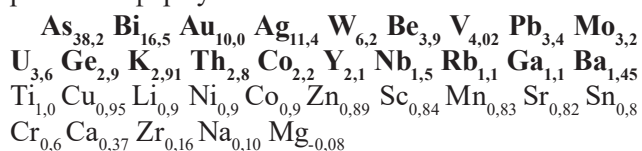
Рис. 7. Гумбеизированный алевро-песчаник внутренней зоны:

А – внешний облик; Б–В – реликтовые обломки кварца в базальном калишпатовом цементе (шлиф): николи параллельны (Б), николи скрещены (В)

го и рентген-дифрактометрического анализов, калишпат представлен высококалиевой разновидностью с исчезающе низкими содержаниями альбитового минала и отвечает низкотемпературному (150°) промежуточному ортоклазу [6, 39]. В парагенезисе с калишпатом присутствуют в небольшом количестве стильпномелан (менее 1 %), высококалиевая тёмно-окрашенная гидрослюда типа водонасыщенного иллита, мельчайшие зёрна пирита или замещающий его гидрогётит, железистый карбонат и иногда ярозит. Главным рудным минералом метасоматитов является мышьяковистый (часто зональный) пирит, являющийся основным носителем золота. Количество его обычно не превышает 1–5 %. Изотопный состав серы пирита ($\delta^{34}\text{S}$ -0,2 ‰) близок метеоритному стандарту [12].

В химическом составе метасоматитов по терригенным породам (табл. 2) в направлении от внешних зон к внутренним происходит закономерное увеличение содержаний K_2O (от 2–4 до 7–11 %) и, наоборот, снижение концентраций Na_2O (от 3 до 0,1 %), CaO , MgO .

Геохимическая специализация гумбеитов, в частности по песчаникам Угуйского грабена, выражается формулой



и в качественном отношении в деталях соответствует геохимическим особенностям гумбеитов по терригенным породам Верхне-Якутской и Куранахской впадин ЦАР [42].

Гумбеиты по породам архейского кристаллического фундамента наиболее хорошо изу-

чены в Центральном-Алданском районе в связи с их ураноносностью. Субстратом для метасоматических преобразований послужили в разной мере гранитизированные в условиях амфиболитовой фации архейские кристаллосланцы и гнейсы, а также жильные тела раннепротерозойских кварц-альбит-микроклиновых и кварц-ортоклаз-плаггиоклазовых метасоматитов, дайки метадиоритов, составляющие так называемую «древнюю основу» метасоматических зон, пронизанных более поздними швами ультрамилонитов, бластомилонитов и бластокатаклизитов. По интенсивности метасоматических преобразований в строении метасоматических ореолов выделяются центральная, промежуточная, внешняя, периферическая зоны [16]. В *центральной зоне* (2–5 м) исключительным преобладанием пользуются плотные тёмно-серые микрозернистые породы, в составе типового парагенезиса которых преобладает адуляр, низкотемпературный ортоклаз и пирит, при второстепенной примеси анкерита, доломита, кальцита. Содержание реликтовых минералов субстрата обычно составляет не более 5–7 %. При этом темновесные компоненты породы (чаще всего роговая обманка) псевдоморфно замещаются агрегатом калишпата (45 %), феррокарбоната (30–35 %) и пирита (до 20 %). В *промежуточной зоне* вещественным преобразованиям подвергнут практически весь (до 90 %) объём пород, однако в значительной мере сохраняются структурно-текстурные признаки субстрата. Цветные минералы субстрата замещаются пирит-карбонатным агрегатом без участия калишпата. Плаггиоклаз серицитизируется, деанортитизируется и частично с периферии замещается буроватым калишпатом. Во *внешней зоне*, помимо структурно-текстурных останцов, вы-

Табл. 1. Химический состав пирит-карбонатно-кальциатовых метасоматитов (гумбеитов)

Оксиды	Центрально-Алданский район							Угуйский район				Южное Верхоянье (Сардана)				Апсатский грабен		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	2,00	11,00	28,79	75,70	61,70	52,29	51,70	76,09	67,44	66,00	67,80	2,80	12,80	54,87	71,50	67,50	50,50	
TiO ₂	< 0,02	0,14	0,40	0,17	0,83	0,92	0,85	0,39	1,17	0,68	0,61	0,10	н.о.	0,67	0,22	0,29	0,62	
Al ₂ O ₃	0,40	2,45	6,71	11,26	17,60	14,18	13,46	11,14	11,99	15,61	13,85	0,71	3,70	14,18	14,30	12,30	12,4	
Fe ₂ O ₃	0,25	0,78	2,44	0,44	1,65	4,15	-	2,80	7,07	4,61	4,94	0,49	0,94	4,21	1,90	2,63	5,43	
FeO	< 0,25	0,57	1,19	0,56	1,16	6,03	4,82	0,51	0,38	0,55	0,75	0,49	0,76	0,37	н.опр.	н.опр.	н.опр.	
MnO	< 0,02	0,07	0,04	н.о.	н.о.	0,17	0,12	0,07	0,11	0,01	0,02	0,05	0,05	0,09	0,03	0,06	0,13	
MgO	18,37	16,98	9,63	0,90	0,08	5,79	2,64	0,61	0,13	0,77	0,13	16,94	16,48	2,41	0,42	0,78	3,05	
CaO	31,89	25,86	18,95	0,34	0,11	8,51	4,43	0,57	0,13	0,32	0,13	32,70	24,84	5,17	1,88	2,92	7,98	
Na ₂ O	0,06	0,09	0,12	0,20	0,65	3,63	0,76	2,61	0,16	1,89	0,20	0,08	0,18	0,15	5,84	0,37	1,10	
K ₂ O	0,34	1,92	4,64	9,19	14,65	2,26	10,18	3,16	10,84	7,86	11,45	0,36	2,16	10,0	1,99	9,44	7,88	
H ₂ O	н.о.	0,05	0,05	-	0,65	0,30	1,50	-	-	-	-	1,44	0,67	1,53	-	-	-	
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,10	0,03	0,06	-	0,41	0,07	0,15	0,14	0,23	0,10	0,10	0,39	0,07	0,09	0,21	
CO ₂	44,71	38,83	24,77	-	-	0,68	5,99	-	-	-	-	44,04	37,50	4,55	н.опр.	н.опр.	н.опр.	
SO ₃	< 0,10	< 0,10	0,53	0,55	-	0,25	3,00	< 0,01	< 0,01	-	-	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	н.опр.	
П.П.П.	0,93	0,45	0,91	0,61	0,35	-	-	1,53	1,44	1,39	1,34	н.опр.	н.опр.	н.опр.	1,78	3,02	10,54	
Сумма	98,95	99,42	99,27	99,95	99,49	99,41	99,86	99,55	101,01	99,83	101,4	100,3	100,1	98,59	99,93	99,40	99,84	

Примечание. 1-7 – Центрально-Алданский район: 1-3 – гумбеиты по венд-нижнекембрийским карбонатным породам; 4 – гумбеиты по юрским песчанникам (среднее из 2), 5 – гумбеиты по юрским алевро-сланцам, 6-7 – гумбеиты по докембрийским кристаллосланцам [16]; 8 – амфиболовый кристаллосланец, 9 – гумбеиты по песчанникам; 10 – алевролит частично калишпатизированный, 11 – гумбеит по венд-нижнекембрийским карбонатным породам; 12 – первичные известковые доломиты, 13 – слабогумбеитизированные известковые доломиты, 14 – гумбеиты по доломитам (среднее из 3); 15-17 – Апсатский грабен, по [27] – гумбеиты по архейским метаморфическим породам; 15 – исходный плагиогнейс (среднее из 4), 16 – гумбеит пирит-кальциатовый (среднее из 9), 17 – гумбеит пирит-карбонат-кальциатовый (среднее из 3); н.о. – не обнаружено; н.опр. – не определялся.

Табл. 2. Средние содержания элементов в первичных доломитах (15 проб) и апокарбонатных гумбеитах (30 проб). По данным ICP-MS анализов (ООО «ДЦМ-Аналитика»)

Породы	Элементы, mln^{-1} , %											
	Ag	Au	Al%	Ba	Ca%	Cd	Ce	Co	Cr	Cu	Fe%	Ga
Доломит	0,026	0,02	0,28	18,89	18,14	0,04	1,45	0,72	2,52	0,55	0,11	0,01
Гумбеит	0,065	0,27	8,26	159,1	8,04	10,43	12,43	16,64	42,29	10,11	4,52	13,76
	K%	La	Li	Mg%	Mn	Mo	Na%	Nb	Ni	P	Pb	S%
Доломит	0,27	0,59	6,48	16,34	139,8	139,3	1,31	0,01	4,72	31,44	1,24	0,01
Гумбеит	8,13	17,11	7,39	6,28	219,3	114,5	0,89	14,85	21,56	868,1	4,97	1,273
	Sc	Sr	Ta	Ti%	V	W	Y	Zn	Zr			
Доломит	0,44	46,92	0,13	0,01	3,85	0,05	10,86	0,69	1,86			
Гумбеит	6,14	237,1	3,144	0,313	64,65	38,28	109,9	31,04	34,94			

сокую роль (до 40–50 %) играют вещественные реликты субстрата. Граница внешней зоны проводится по полному исчезновению новообразований ортоклаза в субстрате. Типичный парагенезис включает серицит, карбонат, деанортитизированный плагиоклаз, магнетит, пирит, кварц. Мощность промежуточной и внешней зоны составляет 10–30 м. *Периферическая зона* представлена серицит-карбонатным парагенезисом (серицит, карбонат, хлоритоподобная слюдка, лейкоксен, альбит или олигоклаз). Реликты субстрата составляют до 90 %. Ширина зоны может достигать нескольких десятков метров.

Изредка метасоматиты представлены в форме сложно ветвящихся жильно-штокверковых тел эксплозивных брекчий с высокой бризантностью. Мелкие остроугольные осколки разнообразных архейских пород, а также мезозойских щелочных лампрофиров, цементируются тонкозернистым агрегатом железистого карбоната с подчинённым количеством ортоклаза и небольшим количеством пирита.

Химический состав метасоматических зон на примере замещения амфиболовых кристаллосланцев (табл. 2) характеризуется существенным (8,8–12,32 %) привнесением калия, уголекислоты, серы и кремнезёма (во внутреннюю зону ореола) и почти полным выносом натрия и частично магния, кальция и железа.

Геохимическая специализация гумбеитов Эльконского горста определяется вышекларковыми содержаниями U, As, Ag, Au, Mo, Ti, V, W, Sb, Hg

и находит свою реализацию в месторождениях урана, золота (с сопутствующим серебром) и молибдена, ассоциированных с гумбеитами [7, 8, 33]. Изотопный состав серы пирита ($\delta^{34}\text{S}$ от -0,1 до -11,1 ‰) указывает на её глубинный характер.

Совокупность изложенных геологических фактов наряду с вещественными особенностями пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов подчёркивает их уникальную индивидуальность и генетическую самостоятельность, обусловленную функционированием региональной флюидной мегасистемы калиевого профиля интрателлурического (подлитосферного, мантийного) происхождения. Основаниями к такому заключению служат:

- весьма значительные латеральные масштабы проявления метасоматитов в границах Алдано-Станового щита от Южного Верхоянья на востоке до Кадаро-Удоканской впадины на западе;
- приуроченность метасоматитов к тектоническим структурам регионального уровня, определяющим широтную блоковую делимость АЩ (в частности, Южно-Якутская система рифтогенных впадин), стволным магматогенам, дренирующим мантию (ЦАРР и др.), крупным региональным разломам, контролирующим размещение мезозойских магматических центров;
- огромные объёмы метасоматитов, превышающие объёмы магматических масс в доступном изучению срезе;
- независимость состава метасоматитов от состава пространственно ассоциирующихся с ними мезозойских изверженных пород, а также прояв-

ление метасоматитов за пределами мезозойских магматических центров;

- чрезвычайно специфические и легко опознаваемые структурно-вещественные особенности метасоматитов, не свойственные известным в регионе метасоматитам магматогенного типа и заключающиеся в их простом и однообразном минеральном составе (низкотемпературный ортоклаз, феррокарбонат, пирит, флюорит) и афонитовом, криптозернистом облике;

- характерные особенности химизма метасоматитов, заключающиеся в весьма значительном привносе прежде всего калия, а также углекислоты, сульфидной серы, железа, фтора, определяющие углекисло-водородно-калиевый профиль региональной метасоматической системы;

- характерная геохимическая специфика метасоматитов, выраженная в повышенных концентрациях U, Au, Ag, Mo, Zn, Sn, Cu, Pb, определяющих металлогеническую специализацию мезозойских рудоносных систем АСЦ;

- мантийные характеристики изотопного состава серы.

Рассмотрим в краткой форме роль флюидной калиевой системы подлитосферного уровня в становлении мезозойских рудоносных, в том числе рудно-магматогенных систем АСЦ.

Рудоносность интрателлурической флюидной системы. С позиций генетической самостоятельности геохимически специализированной щелочной калиевой системы подлитосферного уровня её металлогенический потенциал может быть реализован как в самостоятельной форме, в частности, в виде месторождений интрателлурического (орто-пневматогидротермального) металлогенического ряда [36]⁶, для которых характерна *«очень большая вертикальная протяжённость колонн метасоматического преобразования пород»* [15], так и через посредство дочерних рудно-магматогенных систем (РМС), возникших при участии этой региональной системы.

Уникальные по своим масштабам месторождения золото-молибденит-браннеритовой формации («эльконский тип») (месторождения Эльконского

рудного узла – Центральный Алдан)) и золото-пирит-адуляр-кварцевой формации («куранахский тип» и «угуйский тип») (месторождения Куранахского и Нижне-Якоkitского рудных узлов в Центральном Алдане, месторождения Темное, Таборное, Гросс, Токкинское и многочисленные рудопроявления в Южно-Угуйском рудном районе АСЦ, рудопроявления Апсатского грабена) относятся, по мнению автора, к интрателлурическому (немагматогенному) классу и являются непосредственными производными этой глубинной системы. Подобная точка зрения, в частности, в отношении месторождений «эльконского типа» высказана ранее Н. П. Лаверовым [22], который выделяет в составе Забайкальско-Южнокитской суперпровинции промышленно-генетический тип *«урановых и золото-урановых месторождений в щелочных метасоматитах, не имеющих видимой связи с магматизмом и контролируемых зонами региональных разломов, по-видимому, мантийной глубинности»*.

Рудоносные системы «куранахского» и «эльконского» типов характеризуются сопоставимыми по масштабу (рангу) латеральными параметрами, одинаковым типом рудоконтролирующих структур, чрезвычайно интенсивным проявлением процессов калиевого метасоматоза (гумбеитизации), сопоставимыми масштабами оруденения, подобным характером эволюции рудоносных систем от ранней щелочной (калиевой) стадии с золото-урановой специализацией к кислой стадии с существенно золотой направленностью. Все эти признаки наряду с сонахождением урановой минерализации в «куранахских рудах» [8] и, наоборот, проявлением золото-кварцевой минерализации «куранахского типа» в рудах «эльконского типа» служат достаточными основаниями для заключения о существовании генетических связей между этими формациями и комплементарном характере этих связей. Обе рудные формации следует рассматривать в качестве субформаций единой золото-молибденит-браннерит-гумбеитовой (или золото-молибден-уран-гумбеитовой) формации, являющейся производной единой рудообразующей системы, эволюционирующей по универсальной схеме прогрессирующей силификации, фундаментальные принципы которой введены Н. В. Беловым [2] и впоследствии актуализированы в работе В. И. Рехарского [38]. Огромный потенциал этой рудообразующей системы в отношении золота, проявленный невысокими (до 1 г/т) содержаниями металла в «эльконском типе» руд

⁶ Л. Н. Овчинников [36] в составе четырёх генетических типов флюидов выделяет, в том числе, интрателлурические, *«масса которых не только не уступает объёмам магматических расплавов, но и, зачастую, превосходит их»*. Признаётся возможность их непосредственного участия в рудообразовании.

и в ранних пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитах месторождений «курунахского типа», находит своё выражение в концентрированной форме (золото-пирит-адуляр-кварцевых метасоматитах) в Куранахских месторождениях (Центральное, Боковое, Порфириновое, Северное, Дэлбэ, Дорожное и др.), снимая все вопросы об источнике золота в рудах этого, по определению М. М. Константинова [17], «экзотического месторождения-гиганта»⁷. Комплексный характер золото-молибденит-браннерит-гумбеитовой формации позволяет на полном основании рассматривать её в качестве базовой, в понимании А. А. Сидорова [40], формации для всего Алданского рудно-формационного ряда, металлогеническая специализация которого выражена месторождениями и рудопроявлениями золота (с сопутствующим серебром), урана, молибдена, флюорита различной формационной принадлежности.

К магматогенным (дочерним) рудным формациям относятся мелкие и средние по запасам месторождения золото-порфириновой формации (месторождение Рябиновое), ассоциирующие с лейцитит-щёлочносиенитовой формацией (РМС лейцитит-щёлочносиенитового типа); месторождения золото-сульфидно-кварцевой (Лебединское, Колтыконское, Самодумовское, Радостное, Морозкинское) и золото-порфириновой (Гарбузовское, Самозавское) формаций, а также мелкие месторождения и рудопроявления молибдена (Дьяхтарское, Турукское) в ЦАР, связанные с магматизмом монцитит-сиенитовой формации (РМС монцитит-сиенитового типа); золото-кварцевые месторождения Улаханское, Чойдахское (Учурский рудный район), ассоциированные с монцодиорит-гранодиоритовой формацией (РМС монцодиорит-гранодиоритового типа). Каждая из дочерних систем магматогенного типа обладает близким видовым набором минеральных форм и ассоциаций, несколько (на уровне тенденции) различаясь их количественными вариациями. Так, с ассоциациями монцитит-сиенитового типа усиливается молибденовая тенденция, а лейцитит-щёлочносиенитового типа – урановая и уран-ториевая. Универсальный («сквозной») характер дочерних РМС в отношении главных рудных элементов (золото, серебро, молибден, уран) и постоянное присутствие в ру-

дообразующих магматогенных системах всех типов фтора (флюорита – своеобразной генетической метки) весьма выразительно подтверждает высказанное Ф. Л. Летниковым [24] соображение, в соответствии с которым, несмотря на возможные локальные трансформации исходных флюидов, «*первичная рудно-геохимическая специализация исходных гиперсистем остаётся отражённой в составе иерархически соподчинённых ей флюидных систем более низких порядков*».

Рудоносность дочерних магматогенных систем проявилась по достижению ими определённой «зрелости», наступившей в третьем (позднеюрско-раннемеловом) и четвертом (меловом) этапах, характеризующихся появлением конечных дифференциатов расплавов всех типов. Таким образом, продуктивность РМС при прочих равных условиях полностью или в значительной мере определяется длительностью периода эволюции магматических систем, в течение которого происходит последовательное пополнение («накачка») конкретных РМС рудными компонентами, привнесёнными «родительской» флюидной системой мантийного зарождения. Магматические расплавы любой щёлочности выполняют в основном роль аккумуляторов мантийных флюидов и транспортных систем, относительно слабо влияя на конечный состав связанных с ними рудных месторождений.

Инtratеллурические калиевые флюиды и магматизм. Ассоциации мезозойских изверженных пород Алданского формационного ряда составляют латеральную совокупность породных парагенезисов, полярными представителями которых являются лейцитит-фергуситовые (миссуритовые) парагенезисы, с одной стороны, и диорит-гранодиорит-гранитные ассоциации, с другой [28–30]. В рамках этого единого формационного ряда устанавливаются закономерные и направленные вещественно-пространственные сочетания естественных породных ассоциаций (серий, формаций) изверженных пород, отличающихся, прежде всего, по содержанию калия. Логично предположить, что это генеральное признаковое отличие обусловлено столь же значимым надсистемным фактором, которым, по мнению автора, является существование в масштабах АСЦ генетически самостоятельной региональной флюидной системы калиевого профиля, причастной к магмагенезису и петрогенезису [41, 42].

Ю. А. Билибин [3–5], рассматривая генезис ассоциаций изверженных пород Центрального Ал-

⁷ Экзотика, надо полагать, кроется в предлагаемой автором гидрогенной гипотезе генезиса Куранахского месторождения.

дана, высказал концепцию, в соответствии с которой всё вещественное разнообразие мезозойских изверженных пород Алдана обязано процессам магматической и кристаллизационной дифференциации. Результатом магматической дифференциации является формирование родоначальных базальтовых магм различной (калиевой) щёлочности – магмы лейцитовых базальтов, ортоклазовых базальтов и трахибазальтовой, ответственных за формирование, соответственно, фойдовых, щёлочно-сиенитовых, монзонит-сиенитовых (латитовых) рядов дифференциации. При этом происхождение всего разнообразия родоначальных магм теоретически объяснялось их генерацией из исходной трахибазальтовой магмы путём добавления того или иного количества калия. Источник калия и механизм «добавления» при этом связывался с диссоциацией лейцитовой молекулы. Роль флюидов в магмагенезисе Ю. А. Билибиным отрицалась. Это положение является наиболее слабым звеном гипотезы и полностью снимается в концепции магмагенезиса в потоках щелочных калиевых флюидов интрателлурического типа.

Теоретические основы магмагенезиса и петрогенезиса в потоках растворов и энергии подкорового происхождения заложены в трудах Д. С. Коржинского [19, 20] и последовательно развиты в работах Ю. А. Кузнецова [21], Ф. А. Летникова [24–26], И. М. Волохова [9, 10]. Применительно к происхождению единой совокупности ассоциаций мезозойских изверженных пород Алданского формационного ряда, формирование родоначальных базальтовых магм различной (калиевой) щёлочности рассматривается нами как результат взаимодействия длительно существующего (на протяжении всего мезозойского цикла) термостатированного потока интрателлурических водородно-углекисло-калиевых флюидов с мантийными, мантийно-коровыми и коровыми (особенно актуально для формирования батолитового пояса мезозойских гранитоидов Станового блока АСЦ) субстратами, различающимися по уровню основности. Подобный механизм магмогенерации, основанный на реально наблюдаемой калиевой субстанции, освобождает от необходимости привлекать в качестве источника калия недоступные наблюдению гипотетические субстраты предварительно метасоматизированной мантии (содержащей флогопит, амфибол, карбонаты) или прибегать к экстракции литофильных элементов из субдуцированной океанической плиты в процессе её дегидратации. Ес-

тественно, предложенный механизм следует рассматривать лишь в качестве генерального фактора магмагенезиса, на фоне которого проявлена целая группа других механизмов петрогенезиса, связанных, к примеру, с процессами частичного плавления субстратов, ассимиляции боковых пород (особенно свойственной щелочным расплавам, характеризующихся практически полным отсутствием ксенолитов) на промежуточных очаговых уровнях магматической колонны в условиях транзитного нагнетания калиевых флюидов (открытая система) или в замкнутом режиме; явлениями смешения магм различной щёлочности, использующих единые магмоводы (как это свойственно полиформационным кольцевым массивам центрального типа), и ряда других факторов (в том числе эволюции состава магмогенерирующих флюидов по восстанию магматической колонны), вносящих определённые коррективы в эволюцию первичных расплавов и состав конечных магматических продуктов⁸. Из перечисленных выше факторов петрогенезиса особого внимания заслуживает возможность прогрессирующей ассимиляции первичными щелочными магмами коровых субстратов пониженной основности с образованием последовательного ряда дифференциатов нисходящей калиевой щёлочности. Изумительным по наглядности примером подобного рода служит Билибинский массив центрального типа, в котором в направлении от периферии к центру происходит последовательная *фациальная* смена ассоциации фойдовых пород (миссуритов, фергуситов, пседолейцитовых сиенитов) щёлочно-полевошпатовыми сиенитами (лаурвикитами, пуласкитами) и далее дифференциатами умеренно-щелочного ряда (субщелочными сиенитами и в центре массива биотит-роговообманковыми гранитами).

Мезозойский магматизм в пределах АСЦ и Центрально-Алданской локальной РМС первого порядка [34], в частности, проявился в период с ранней юры по ранний неоком в четыре этапа. Сама этапность (периодичность) магматических событий представляется чередованием периодов накопления и разрядки («вдоха» и «выдоха») энергии магматической колонны, осуществляющихся за счёт нагнетания высоких давлений глубин и передачи их в голову магматических колонн че-

⁸ К сожалению, рамки статьи не дают возможности остановиться на некоторых важных деталях подробнее.

рез посредством интрателлурических флюидов, в частности, в рамках модели, предложенной Н. С. Жатнуевым [13], что, вероятно, и обеспечивало основной механизм интрузии магм [10] в установленной последовательности от более ранних (и более глубинных) щелочных производных к поздним монзонит-сиенитовым и монцодиорит-гранодиоритовым ассоциациям, а также полиэтажное размещение областей концентрации магм («очагов»), исходных для тех или иных формаций и серий. Для Центрально-Алданской РМС наиболее глубинный уровень «палеоочагов»⁹ намечается в интервале 170–220 км, второй уровень отвечает интервалу глубин 90–120 км, третий – 40–75 км [1]. «Палеоочаги» и массивы интрузивных пород закономерно размещены и в земной коре в интервалах глубин 1,5–2,5, 5–10 и 15–20 км. При этом расплавленное состояние магматических очагов (магматической колонны) во всём диапазоне глубин поддерживается энергией мантийных флюидов, вероятно, на протяжении значительного, если не всего, периода мезозойской активизации. Об этом свидетельствует последовательное углубление дифференциации расплавов различной щёлочности от этапа к этапу с появлением всё более лейкократовых дифференциатов, с одной стороны, и одновременное функционирование всей магматической колонны в четвёртом (меловом) этапе, проявленное в форме как наиболее глубинных лампроитовидных парагенезисов в виде даек и небольших диатрем (ассоциированных с сопровождающими их карбонат-калишпатовыми метасоматитами), так и конечных дифференциатов щелочных магм – штоков и даек эгириновых гранитов, грорудитов, сельвсбергитов, тингуаитов, эксплозивных брекчий состава гололейкократовых щелочных трахитов (массив Рябиновый), а также проявлением рудной минерализации магматогенного типа.

Обсуждение результатов. Объективно установлено региональное проявление в масштабах Алдано-Станового геоблока геохимически специализированной интрателлурической щелочной флюидной системы калиевого профиля.

По своим масштабам эта флюидная система может рассматриваться как гиперсистема [24], адекватно согласующаяся с представлениями Е. П. Максимова [28] об иерархии мезозойских рудоносных магматогенных систем Алдано-Станового геоблока, в соответствии с которыми в границах названной структуры выделяется региональная РМС ранга металлогенической области. Масштабы этой системы и полиэтажное устройство магматической колонны хорошо сочетаются с идеей А. М. Петрашевского и Ю. П. Юшманова [37] о существовании Алдано-Зейского плюма и его фрактального устройства. Подобные системы характерны для участков континентов с наиболее зрелой литосферой с мощным гранитогнейсовым слоем, как это имеет место на АСЦ.

Эта флюидная система, обладающая огромным металлогеническим потенциалом прежде всего в отношении золота и урана, а также молибдена, меди, флюорита, является, без преувеличения, носителем генетических кодов по отношению к формированию всего разнообразия мезозойских ассоциаций изверженных пород Алданского формационного ряда и эндогенной минерализации и позволяет без существенных противоречий, в рамках умеренной конвергентности, моделировать магматогенно-рудные системы различных металлогенических рангов, удовлетворяя тем самым «принципу простоты» как одному из важных способов оценки правдоподобия (верифицируемости) гипотез.

Одним из главных вопросов в проблеме происхождения калиевого метасоматоза регионального типа является вопрос об источнике калия в метасоматической флюидной системе. В нашем представлении, в связи с рассматриваемым вопросом особого внимания заслуживает идея В. Н. Ларина [23] о заимствовании калия (в частности, для формирования гранитного слоя земной коры) из недеплетированного мантийного субстрата («гиполита»), содержащего изначально, по его мнению, до 0,6 % калия, в результате «водородной продувки» в процессе дегазации жидкого внешнего ядра, в рамках гипотезы расширяющейся Земли. Эта идея, в свою очередь, тесно переплетается с группой гипотез, связывающих источник калия (и других компонентов интрателлурических флюидов) с дегазацией глубин мантии [9, 20, 21, 25] или с импульсной дегазацией жидкого земного ядра [32]. И

⁹ Следует оговориться, что понятие «очаг» часто используется различными авторами как термин свободного пользования, без должного его осмысливания, иногда до нелепости упрощённо.

действительно, геохимическая история калия в земной коре (кстати, во многом отличная от истории натрия) носит периодически проявляющийся, импульсный характер¹⁰, что особенно характерно для докембрийского («доплитного») геологического периода развития Земли, характеризующегося мощнейшими (катастрофическими, взрывными) вспышками калиевой активности, вещественными производными которых являются гранито-гнейсовый слой земной коры, с одной стороны, гидросфера и кислородная атмосфера, с другой. Представляется, что калиевая активность в мезозое Алдано-Станового геоблока и за его пределами, проявленная в калиевых метасоматитах регионального типа, относится по вещественным признакам, петрогенетическим и металлогенетическим следствиям к тому же классу значимых геологических явлений (естественно, спроецированных в отношении масштабов на мезозойский возрастной срез), что и процессы архейской гранитизации или кремне-щелочного метасомато-

¹⁰ Уместно, пожалуй, в этой связи сослаться также на работу Е. А. Кораго [18], который рассматривает позднепалеозойскую–мезозойскую историю Северо-Востока Азии как «результат *дыхания* некой эндогенной массы, т. е. мантийного диапира». И далее «... пульсации (дыхание) подобных эндогенных масс возможны при допущении правомерности идей о пульсирующей Земле, т. е. её периодических сжатиях и растяжениях либо непрерывно-прерывистом расширении».

за и гранитообразования в протерозое. Причиной вспышки региональной флюидной калиевой активности является, вероятно, мощный энергетический импульс, положивший начало мезозойской эпохи тектоно-магматической активизации Земли и рассматриваемого региона, в частности.

По убеждению автора, металлогенетический потенциал гумбеитов в отношении, прежде всего, золота и урана открытыми месторождениями не исчерпывается. Этот тип рудной минерализации находится, по существу, в начальной стадии изучения. Сама возможность реализации металлогенетического потенциала интрателлурических флюидов в форме самостоятельных месторождений напрямую, минуя магматическую стадию, создаёт интригующую альтернативу доминирующей парадигме «магматизм – метасоматоз – оруденение» и открывает новые возможности поисков, в частности, золоторудных месторождений интрателлурического типа. Есть основания прогнозировать подобного рода объекты в пределах обширной амагматичной территории северного склона АСЦ, в границах рифтогенной системы Южно-Якутских угленосных впадин, слабо изученного с этих позиций Забайкальского и Верхояно-Чукотского регионов, а также в пределах, казалось бы, хорошо изученных районов мезозойской ТМА Алданского щита [31]. Последние и, прежде всего, Центральный Алдан являются уникальными геологическими полигонами для решения ключевых петрологических и металлогенетических проблем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов В. А.* Глубинное строение Центрально-Алданского района. – Владивосток : Дальнаука, 1995. – 180 с.
2. *Белов В. Н.* Очерки структурной минералогии. – М. : Недра, 1976. – 344 с.
3. *Билибин Ю. А.* О генезисе щелочных пород // Зап. ВМО. – 1940. – Сер. 2. – Ч. 69, Вып. 2–3. – С. 228–248.
4. *Билибин Ю. А.* Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района // Изб. тр. – Т. 1. – М. : АН СССР, 1958. – С. 264–431.
5. *Билибин Ю. А.* Петрология Ыльмахского интрузива // Избр. тр. – Т. 2. – М. : АН СССР, 1954. – С. 5–200.
6. *Блох А. М., Дагаева И. В.* Щелочной метасоматоз в неметаморфизованных осадках юры Чульманской впадины (Южная Якутия) // Советская геология. – 1980. – № 8. – С. 69–82.
7. *Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н.* Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (России) // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40, № 4. – С. 354–369.
8. *Бойцов В. Е., Пилипенко Г. Н., Дорожкина Л. А.* Золоторудные и золото-урановые месторождения Центрального Алдана // Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. – Т. 2. – М. : ИГЕМ РАН, 2006. – С. 215–240.

9. Волохов И. М. Магматические процессы и интрателлурические растворы (заметки к проблеме происхождения магм и магматических формаций) // Вопросы магматической геологии Сибири. – Новосибирск : Наука, 1978. – С. 138–176.
10. Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. – Новосибирск : Наука, 1979. – 166 с.
11. Давыдов Ю. В. Доломит(анкерит)-кварц-ортоклазовые метасоматиты полиметаллического месторождения Сардана (юго-восточная Якутия) // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии. – Якутск, 1981. – С. 77–89.
12. Двуреченская С. С., Кряжев С. Г. Минералогическо-геохимические особенности пород и руд месторождения Таборного (западная часть Алданского щита) // Руды и металлы. – 2005. – № 4. – С. 12–18.
13. Жатнуев Н. С. Трансмантийные (интрателлурические) флюиды: новая модель плюмов и плюмового магматизма // Геология и геофизика – 2016. – Т. 57, № 8. – С. 1445–1454.
14. Зубков Ю. А., Сагир А. В., Чварова Н. В. «Угуйский» тип большеобъёмных золоторудных месторождений, сформированных в линейной коре выветривания (юго-западная Якутия) // Отечественная геология. – 2020. – № 2. – С. 32–44.
15. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. О типизации рудообразующих систем // Геология рудных месторождений – 1991. – № 5. – С. 3–12.
16. Казанский В. И., Омеляненко Б. И. О мезозойских гидротермальных изменениях архейских пород в Центральном-Алданском районе // Геология рудных месторождений – 1967. – № 1.
17. Константинов М. М. Золоторудные провинции мира. – М. : Научный мир, 2006. – 355 с.
18. Кораго Е. А. Позднепалеозойско-мезозойская геодинамика Яно-Колымского междуречья с позиции мантийного диапиризма // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14, № 4. – С. 90–101.
19. Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. – М. : Наука, 1972. – С. 144–153.
20. Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // Кора и верхняя мантия Земли. – М., 1968. – С. 69–74.
21. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. – Т. 1. – М. : Наука, 1969. – С. 7–20.
22. Лаверов Н. П., Величкин В. И., Власов В. Б. Геология и условия формирования урановых суперпровинций в аккреционно-коллизиионном мегапоясе Северной Евразии // Материалы научной конференции «Новые горизонты в изучении процессов магма и рудообразования». – М. : ИГЕМ РАН, 2010. – С. 265–266.
23. Ларин В. Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). – М. : Агар, 2005. – 242 с.
24. Летников Ф. А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Вестник ОГГГН РАН. – 1999. – Т. 1, № 4(10). – С. 5–20.
25. Летников Ф. А., Карпов И. К., Киселев А. И., Шкандрий Б. О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. – М. : Наука, 1977. – 214 с.
26. Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Вилор Н. В. [и др.] Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. – Новосибирск : Наука, 1988. – 112 с.
27. Макарьев Л. Б., Былинская Л. В., Павшуков В. В., Павлов М. В., Тимашков А. Н. Новые данные о мезозойском золотом оруденении Западного Алдана (Апсатский грабен) // Докл. АН РФ. – 2006. – Т. 410, № 3. – С. 376–380.
28. Максимов Е. П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита : специальность 25.00.01 «Общая и региональная геология» : автореф. дис. на соискание учёного степеней канд. геол.-минерал. наук / Евгений Петрович Максимов. – Якутск : Ин-т геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 2003. – 44 с.
29. Максимов Е. П. Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1975. – № 4. – С. 16–32.
30. Максимов Е. П. Серии мезозойских щелочных и субщелочных пород Алдана // Докл. АН СССР. – 1971. – Т. 200, № 5. – С. 1195–1198.
31. Максимов Е. П., Уютов В. И., Никитин В. Н. Центральном-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, № 2. – С. 3–26.
32. Маракушев А. А., Русинов В. Л., Зотов И. А., Панях Н. А., Перцев Н. Н. Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39, № 6. – С. 483–501.
33. Мигута А. К. Состав и парагенетические минеральные ассоциации урановых руд Эльконского района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторождений. – 1997. – Т. 39, № 4. – С. 323–343.
34. Молчанов А. В. Металлогения урана Алданского и Анабарского щитов : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учёного степеней докт. геол.-минерал. наук / Анатолий Васильевич Молчанов. – СПб. : Всерос.

науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского, 2004. – 42 с.

35. Молчанов А. В., Пуринг В. В. Золото-урановое оруденение Угуйско-Олдонгсинской площади (западная часть Алданского щита) // Научные и методические вопросы прогноза и поисков месторождений высокорентабельных урановых руд на территории России. – СПб. : ВСЕГЕИ, 1995. – С. 58–62.
36. Овчинников Л. Н. Вода – основа рудообразования // Рудообразующие процессы и системы. – М. : Наука, 1989. – С. 35–49.
37. Петрищевский А. М., Юшманов Ю. П. Геофизические, магматические и металлогенические признаки проявления мантийного плюма в верховьях рек Алдана и Амура // Геология и геофизика – 2014. – Т. 55, № 4. – С. 568–593.
38. Рехарский В. И. [и др.] Зарождение и развитие силикатных, силикатно-флюидных систем и закономерности поведения рудных элементов // Геол. руд. мест. – 1991. – № 3. – С. 67–77.
39. Седенко С. В. Новый гидрогетит-кварц калишпатовый тип мезозойского золотого оруденения Южно-Угуйского района (западная часть Алданского щита) : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Сергей Васильевич Седенко. – М. : Моск. гос. геологоразвед. академия, 2001. – 28 с.
40. Сидоров А. А., Томсон И. Н. Базовые рудные формации // Тихоокеан. геология. – 1987. – № 5. – С. 102–108.
41. Терентьев В. М., Казанский В. И. Эльконский урановорудный район на Алданском щите // Региональная геология и металлогения. – 1999. – № 8. – С. 47–57.
42. Уютов В. И. О роли щелочных калиевых флюидов в петро- и рудогенезисе // Магматизм и рудоносность вулканических поясов. – Хабаровск, 1989. – С. 111–112.
43. Уютов В. И., Угрюмов А. Н., Карелин В. В. Мезозойский железо-углекисло-калиевый метасоматоз Алдана // Изв. АН СССР. Сер. Геол. – 1981. – № 1. – С. 52–60.

REFERENCES

1. Abramov V. A. Glubinnoye stroyeniye Tsentralno-Aldanskogo rayona [Deep structure of the Central Aldan region], Vladivostok, Dalnauka publ., 1995, 180 p. (In Russ.)
2. Belov V. N. Ocherki strukturnoy mineralogii [Essays on structural mineralogy], Moscow, Nedra publ., 1976, 344 p. (In Russ.)
3. Bilibin Yu. A. O genezise shchelochnykh porod [On the genesis of alkaline rocks], Zap. VMO, 1940, Ser. 2, Pt. 69, Is. 2–3, pp. 228–248. (In Russ.)
4. Bilibin Yu. A. Petrografiya Aldana. Posleyurskie intruzii Aldanskogo rajona [Petrography of Aldan. Post-Jurassic intrusions of the Aldan region], Izbr. tr., V. 1, Moscow, AN SSSR publ., 1958, pp. 264–431. (In Russ.)
5. Bilibin Yu. A. Petrologiya Ylymakhsokogo intruziva [Petrology of the Ylymakh intrusion], Izbr. tr., V. 2, Moscow, AN SSSR publ., 1954, pp. 5–200. (In Russ.)
6. Blokh A. M., Dagayeva I. V. Shchelochnoy metasomatоз v nemetamorfizovannykh osadkakh yury Chulmanskoй vpadiny (Yuzhnaya Yakutiya) [Alkaline metasomatism in unmetamorphosed Jurassic sediments of the Chulman depression (South Yakutia)], Sovetskaya geologiya, 1980, No. 8, pp. 69–82. (In Russ.)
7. Boytsov V. Ye., Pilipenko G. N. Zoloto i uran v mezozoyiskikh gidrotermalnykh mestorozhdeniyakh Tsentralnogo Aldana (Rossii) [Gold and uranium in Mesozoic hydrothermal deposits of Central Aldan (Russia)], Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 1998, V. 40, No. 4, pp. 354–369. (In Russ.)
8. Boytsov V. Ye., Pilipenko G. N., Dorozhkina L. A. Zolotorudnyye i zoloto-uranovyye mestorozhdeniya Tsentralnogo Aldana [Gold ore and gold-uranium deposits of Central Aldan], Krupnyye i superkrupnyye mestorozhdeniya rudnykh poleznykh iskopayemykh, V. 2, Moscow, IREM RAN publ., 2006, pp. 215–240. (In Russ.)
9. Volokhov I. M. Magmaticheskiye protsessy i intratelluricheskiye rastvory (zametki k probleme proiskhozhdeniya magm i magmaticheskikh formatsiy) [Magmatic processes and intratelluric solutions (notes on the problem of the origin of magmas and magmatic formations)], Voprosy magmaticheskoy geologii Sibiri, Novosibirsk, Nauka publ., 1978, pp. 138–176. (In Russ.)
10. Volokhov I. M. Magmy, intratelluricheskiye rastvory i magmaticheskiye formatsii [Magmas, intratelluric solutions and igneous formations], Novosibirsk, Nauka publ., 1979, 166 p. (In Russ.)
11. Davydov Yu. V. Dolomit(ankerit)-kvarts-ortoklazovyye metasomatity polimetallicheskogo mestorozhdeniya Sardana (yugo-vostochnaya Yakutiya) [Dolomite (ankerite)-quartz-orthoclase metasomatites of the Sardana polymetallic deposit (southeastern Yakutia)], Magmatizm, metasomatizm i litologiya rudnykh uzlov Vostochnoy i Yuzhnoy Yakutii, Yakutsk, 1981, pp. 77–89. (In Russ.)

12. *Dvurechenskaya S. S., Kryazhev S. G.* Mineralogo-geokhimicheskiye osobennosti porod i rud mestorozhdeniya Tabornogo (zapadnaya chast Aldanskogo shchita) [Mineralogical and geochemical features of rocks and ores of the Tabornoye deposit (western part of the Aldan shield)], *Rudy i metally*, 2005, No. 4, pp. 12–18. (In Russ.)
13. *Zhatnuyev N. S.* Transmantiynnye (intratelluricheskiye) flyuidy: novaya model plyumov i plyumovogo magmatizma [Transmantle (intratelluric) fluids: a new model of plumes and plume magmatism], *Geol. i geofiz*, 2016, V. 57, No. 8, pp. 1445–1454. (In Russ.)
14. *Zubkov Yu. A., Sagir A. V., Chvarova N. V.* Uguyskiy tip bolsheobyomnykh zolotorudnykh mestorozhdeniy, sformirovannykh v lineynoy kore vyvetrivaniya (yugozapadnaya Yakutiya) [“Uguy” type of large-volume gold ore deposits formed in the linear weathering crust (southwestern Yakutia)], *Otechestvennaya Geologiya*, 2020, No. 2, pp. 32–44. (In Russ.)
15. *Ivankin P. F., Nazarova N. I.* O tipizatsii rudoobrazuyushchikh sistem [On the typification of ore-forming systems], *Geol. rud. mest*, 1991, No. 5, pp. 3–12. (In Russ.)
16. *Kazanskiy V. I., Omelyanenko B. I.* O mezozoyskikh gidrotermalnykh izmeneniyakh arkheyskikh porod v Tsentralno-Aldanskom rayone [On Mesozoic hydrothermal changes of Archean rocks in the Central Aldan region], *Geol. rud. mest*, 1967, No.1. (In Russ.)
17. *Konstantinov M. M.* Zolotorudnyye provintsii mira [Gold-ore provinces of the world], Moscow, Nauchnyy mir publ., 2006, 355 p. (In Russ.)
18. *Korago Ye. A.* Pozdnepaleozoysko-mezozoyskaya geodinamika Yano-Kolymского mezhdurechya s pozitsii mantiynogo diapirizma [Late Paleozoic-Mesozoic geodynamics of the Yana-Kolyma interfluve from the standpoint of mantle diapirism], *Tikhookeanskaya geologiya*, 1995, V. 14, No. 4, pp. 90–101. (In Russ.)
19. *Korzhinskiy D. S.* Potoki transmagnaticheskikh rastvorov i protsessy granitizatsii [Flows of transmagnatic solutions and granitization processes], *Magmatizm,formatsii kristallicheskikh porod i glubiny Zemli. Ch.1*, Moscow, Nauka publ., 1972, pp. 144–153. (In Russ.)
20. *Korzhinskiy D. S.* Transmagnaticheskkiye potoki rastvorov podkorovogo proiskhozhdeniya i ikh rol v magmatizme i metamorfizme [Transmagnatic flows of solutions of subcrustal origin and their role in magmatism and metamorphism], *Kora i verkhnyaya mantiya Zemli*, Moscow, 1968, pp. 69–74. (In Russ.)
21. *Kuznetsov Yu. A., Izokh E. P.* Geologicheskiye svidetelstva intratelluricheskikh potokov tepla i veshchestva kak agentov metamorfizma i magmoobrazovaniya [Geological evidence of intratelluric flows of heat and matter as agents of metamorphism and magma formation], *Problemy petrologii i geneticheskoy mineralogii*, V. 1, Moscow, Nauka publ., 1969, pp. 7–20. (In Russ.)
22. *Laverov N. P., Velichkin V. I., Vlasov V. B.* Geologiya i usloviya formirovaniya uranovykh superprovintsiy v akkretsiionno-kollizionnom megapoyase Severnoy Yevrazii [Geology and conditions of formation of uranium superprovinces in the accretion-collisional megabelt of Northern Eurasia], *Materialy nauchnoy konferentsii Novyye gorizonty v izuchenii protsessov magma i rudoobrazovaniya*, Moscow, IGEM RAN publ., 2010, pp. 265–266. (In Russ.)
23. *Larin V. N.* Nasha Zemlya (proiskhozhdeniye, sostav, stroyeniye i razvitiye iznachalno gidridnoy Zemli) [Our Earth (the origin, composition, structure and development of the originally hydride Earth)], Moscow, Agar publ., 2005, 242 p. (In Russ.)
24. *Letnikov F. A.* Flyuidnyye fatsii kontinentalnoy litosfery i problemy rudoobrazovaniya [Fluid facies of the continental lithosphere and problems of ore formation], *Vestnik OGGGN RAN*, 1999, V. 1, No. 4(10), pp. 5–20. (In Russ.)
25. *Letnikov F. A., Karpov I. K., Kiselev A. I., Shkandriy B. O.* Flyuidnyy rezhim zemnoy kory i verkhney mantii [Fluid regime of the earth’s crust and upper mantle], Moscow, Nauka publ., 1977, 214 p. (In Russ.)
26. *Letnikov F. A., Feoktistov G. D., Vilor N. V.* [et al.] Petrologiya i flyuidnyy rezhim kontinentalnoy litosfery [Petrology and fluid regime of the continental lithosphere], Novosibirsk, Nauka publ., 1988, 112 p. (In Russ.)
27. *Makaryev L. B., Bylinskaya L. V., Pavshukov V. V., Pavlov M. V., Timashkov A. N.* Novyye dannyye o mezozoyskom zolotom orudnenii Zapadnogo Aldana (Apsatskiy graben) [New data on the Mesozoic gold mineralization of the Western Aldan (Apsat graben)], *Dokl. AN RF*, 2006, V. 410, No. 3, pp. 376–380. (In Russ.)
28. *Maksimov Ye. P.* Mezozoyskiye rudosnosnyye magmatogennyye sistemy Aldano-Stanovogo shchita [Mesozoic ore-bearing magmatic systems of the Aldan-Stanovoy Shield], Yakutsk, In-t geologii almaza i blagorodnykh metallov SO RAN publ., 2003, 44 p. (In Russ.)
29. *Maksimov Ye. P.* Opyt formatsionnogo analiza mezozoyskikh magmaticheskikh obrazovaniy Aldanskogo shchita [Experience of formational analysis of Mesozoic igneous formations of the Aldan Shield], *Izv. AN SSSR, ser. geol*, 1975, No. 4, pp. 16–32. (In Russ.)
30. *Maksimov Ye. P.* Serii mezozoyskikh shchelochnykh i subshchelochnykh porod Aldana [Series of Mesozoic alkaline and subalkaline rocks of Aldan], *Dokl. AN SSSR*, 1971, V. 200, No. 5, pp. 1195–1198. (In Russ.)
31. *Maksimov Ye. P., Uyutov V. I., Nikitin V. N.* Tsentralno-Aldanskaya zoloto-uranovorudnaya magmatogennaya sistema (Aldano-Stanovoy shchit, Rossiya) [Central Aldan gold-uranium ore magmatic system (Aldan-Stanovoy Shield, Russia)], *Tikhookeanskaya geologiya*, 2010, V. 29, No. 2, pp. 3–26. (In Russ.)

32. *Marakushev A. A., Rusinov V. L., Zotov I. A., Paneyakh N. A., Pertsev N. N.* Globalnyye aspekty endogenogo rudoobrazovaniya [Global aspects of endogenous ore formation], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1997, V. 39, No. 6, pp. 483–501. (In Russ.)
33. *Miguta A. K.* Sostav i parageneticheskiye mineralnyye assotsiatsii uranovykh rud Elkonskogo rayona (Aldanskiy shchit, Rossiya) [Composition and paragenetic mineral associations of uranium ores of the Elkon region (Aldan shield, Russia)], *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1997, V. 39, No. 4, pp. 323–343. (In Russ.)
34. *Molchanov A. V.* Metallogeniya urana Aldanskogo i Anabarskogo shchitov [Metallogeny of uranium of the Aldan and Anabar shields], St. Petersburg, Vseros. nauch.-issled. geol. in-t im. A.P. Karpinskogo publ., 2004, 42 p. (In Russ.)
35. *Molchanov A. V., Puring V. V.* Zoloto-uranovoye orudneniye Uguysko-Oldongsinskoy ploshchadi (zapadnaya chast Aldanskogo shchita) [Gold-uranium mineralization of the Uguy-Oldongsinskaya area (western part of the Aldan shield)], *Nauchnyye i metodicheskiye voprosy prognoza i poiskov mestorozhdeniy vysokorentabelnykh uranovykh rud na territorii Rossii*, St. Petersburg, VSEGEI publ., 1995, pp. 58–62. (In Russ.)
36. *Ovchinnikov L. N.* Voda – osnova rudoobrazovaniya [Water – the basis of ore formation], *Rudoobrazuyushchiye protsessy i sistemy*, Moscow, Nauka publ., 1989, pp. 35–49. (In Russ.)
37. *Petrishchevskiy A. M., Yushmanov Yu. P.* Geofizicheskiye, magmaticheskiye i metallogenicheskiye priznaki proyavleniya mantiynogo plyuma v verkhovyakh rek Aldana i Amura [Geophysical, magmatic and metallogenic signs of mantle plume manifestation in the upper reaches of the Aldan and Amur rivers], *Geol. i geofiz.*, 2014, V. 55, No. 4, pp. 568–593. (In Russ.)
38. *Rekharskiy V. I.* [et al.] Zarozhdeniye i razvitiye silikatnykh, silikatno-flyuidnykh sistem i zakonomernosti povedeniya rudnykh elementov [Origin and development of silicate, silicate-fluid systems and patterns of behavior of ore elements], *Geol. rud. mest.*, 1991, No. 3, pp. 67–77. (In Russ.)
39. *Sedenko S. V.* Novyy gidrogetit-kvarts kalishpatovyy tip mezozoyskogo zolotogo orudneniya Yuzhno-Uguyskogo rayona (zapadnaya chast Aldanskogo shchita) [New hydrogoethite-quartz potassium feldspar type of Mesozoic gold mineralization of the South-Uguysky region (western part of the Aldan shield)], Moscow, Mosk. gos. geologo-razved. akademiya publ., 2001, 28 p. (In Russ.)
40. *Sidorov A. A., Tomson I. N.* Bazovyye rudnyye formatsii [Basic ore formations], *Tikhookean. geologiya*, 1987, No. 5, pp. 102–108. (In Russ.)
41. *Terentyev V. M., Kazanskiy V. I.* Elkonskiy uranovorudnyy rayon na Aldanskom shchite [Elkon uranium ore region on the Aldan shield], *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*, 1999, No. 8, pp. 47–57. (In Russ.)
42. *Uyutov V. I.* O roli shchelochnykh kaliyevykh flyuidov v petro- i rudogenezise [On the role of alkaline potassium fluids in petro- and ore genesis], *Magmatizm i rudonosnost vulkanicheskikh pojasov*, Khabarovsk, 1989, pp. 111–112. (In Russ.)
43. *Uyutov V. I., Ugryumov A. N., Karelin V. V.* Mezozoy-skiy zhelezo-uglekislo-kaliyevyy metasomatoz Aldana [Mesozoic iron-carbon dioxide-potassium metasomatism of Aldan], *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, 1981, No. 1, pp. 52–60. (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 16.01.26; одобрена после рецензирования 05.02.26; принята к публикации 05.02.26.
The article was submitted 16.01.26; approved after reviewing 05.02.26; accepted for publication 05.02.26.

Микровключения и элементы-примеси в кристаллах касситерита месторождения Каньон, Магаданская область

Аннотация. Изучены микровключения и элементы-примеси в кристаллах касситерита месторождения Каньон. Месторождение расположено в Сеймчанском оловоносном районе Магаданской области и относится к апоскарновому-оловянному промышленному типу редкометалльно-вольфрам-оловянной формации. Электронно-микроскопическими исследованиями (РЭМ) в касситерите установлены микровключения самородного олова (впервые), уранинита, кварца, алюмосиликата, вольфрам- и железосодержащих минералов, сфалерита. Методом ЛА-ИСП-МС в кристаллах касситерита установлены 16 элементов-примесей с содержанием выше 1 мг/кг. Содержания Mg, Al, Mn, Zn, Ga, Ta, Pb менее 10 мг/кг и фиксируются в отдельных измерениях. Содержания Hf, V, Zr, Nb, U менее 100 мг/кг, а Ti, Fe, Sb и W находятся в диапазоне 217–792 мг/кг. Математическими методами определены особенности распределения содержаний элементов, их корреляционные связи, сделаны предположения о возможных минеральных микровключениях.

Ключевые слова: месторождения олова, касситерит, элементы-примеси, микровключения, Магаданская область.

ПЕТРОЧЕНКОВ ДМИТРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, заведующий кафедрой¹, p-d-a@mail.ru

ФОМИНА МАРИНА ИВАНОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, учёный секретарь², fomina@tsnigri.ru

ЧИЖОВА ИРИНА АЛЕКСАНДРОВНА, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник³, tchijova@igem.ru

¹ ФГБОУ ВО Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), г. Москва

² Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

³ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), г. Москва

Microinclusions and trace elements in cassiterite crystals of the Kanyon deposit, Magadan Region

D. A. PETROCHENKOV¹, M. I. FOMINA², I. A. CHIZHOVA³

¹ Sergo Ordzhonikidze Russian State Geological Prospecting University (MGRI), Moscow

² Federal State Budgetary Institution "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals" (TsNIGRI), Moscow

³ Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow

Annotation. Microinclusions and trace elements in cassiterite crystals from the Kanyon deposit were studied. The ore deposit is located in the Seimchan tin-bearing district of the Magadan Region and belongs to the aposkarn tin industrial type of the rare metal-tungsten-tin formation. Electron microscopy (SEM) studies of the cassiterite revealed microinclusions of native tin (the first), uraninite, quartz, aluminosilicate, tungsten- and iron-bearing minerals, and sphalerite. Using the LA-ICP-MS technique, 16 trace elements with contents exceeding 1 mg/kg were detected in the cassiterite crystals. The contents of Mg, Al, Mn, Zn, Ga, Ta, and Pb are less than 10 mg/kg and are recorded sporadically in individual measurements. The contents of Hf, V, Zr, Nb, and U are less than 100 mg/kg, and those of Ti, Fe, Sb, and W range from 217 to 792 mg/kg. Mathematical methods were used to determine the distribution patterns of the element contents and their correlations, and hypotheses were made regarding possible mineral microinclusions.

Key words: tin deposits, cassiterite, impurity elements, microinclusions, Magadan region.

Месторождение Каньон расположено в Сеймчанском оловоносном районе Магаданской области, оно было открыто в 1941 г. Е. Я. Радиным. Район расположен вдоль южной границы Колымского массива, преимущественно в пределах Чалбыга-Бургалийской переходной зоны. Месторождение связано с известковыми скарнами, расположенными в пермских осадочных породах, и приурочено к юго-западной части Большеканьонского рудного узла, окружающего раннемеловой гранитный массив Большой Каньон. Наиболее интенсивное оловянное оруденение локализовано в пределах Каньонского рудного поля, вытянутого в меридиональном направлении вдоль западной границы интрузива [3].

Основная часть рудных тел – пластообразные протяжённые до сотен метров залежи оловорудных скарнов, залегающих согласно с вмещающими породами. Мощность их достигает 20–25 м, по падению они прослежены на первые сотни метров. В скарнах присутствуют волластонит, везувиан, гроссуляр, андрадит, салит, скаполит, геденбергит, малайит, кальцит, кварц. В этап формирования боросиликатных метасоматитов образованы аксинит, данбурит, датолит, турмалин. В скарновых залежах развита тонкая вкрапленность касситерита. Встречаются гнёзда, линзы, жилы кварц-мусковитового, кварц-турмалинового, кварц-сульфидного, кварц-карбонатного, кварц-флюоритового состава с вкрапленностью касситерита с размером кристаллов от 0,1 до 20 мм. Для месторождения характерны уникальные по размерам кристаллы малайита (до 20 мм), геденбергита (до 200 мм). Коллекционный интерес представляют кристаллы полихромного везувиана и граната гроссуляр-андрадитового состава (рис. 1).

При изучении месторождения в 70–80 годы XX столетия [3] установлено, что минералы рудного этапа сформировались в следующие стадии: грейзеновую, касситерит-грейзеновую (основная стадия), кварц-турмалин-касситеритовую, раннюю сульфидную, позднюю сульфидную, кварц-кальцит-флюоритовую. Температура кристаллизации минералов постепенно уменьшалась от 445–420 °С для грейзеновой стадии до 250–170 °С для кварц-кальцит-флюоритовой. Основными минералами оловянных руд являются: кварц, мусковит, сидерофиллит, турмалин, касситерит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, флюорит, хлорит, кальцит; второстепенными – апатит, альбит, калий-натровый полевой шпат, халькопирит, антимонит, си-

дерит. Месторождение относится к апоскарново-оловянному промышленному типу редкометалльно-вольфрам-оловянной формации [7, 10].

Задачами данных исследований являлись изучение микровключений и элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождения Каньон, выявление их типоморфных признаков.

В настоящее время изучены также касситериты двадцати одного месторождения, включающие редкометалльные пегматиты (3), олово-кварцевый (8), олово-грейзеновый (4), апоскарново-оловянный (3) и олово-силикатный (2) промышленные типы. Это позволяет с использованием факторного анализа определить геохимическую специализацию касситерита как отдельных месторождений, так и промышленных типов в целом.

Методы исследования. Образцы для исследований предоставлены Музеем естественной истории СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан). Изучены 4 кристалла касситерита размером от 5 до 7 мм, расположенные в рудном скарне. Для них характерно зональное строение, проявленное в присутствии непрозрачных чёрных, коричневых и прозрачных серых, оранжевых зон. Комплекс исследований проведён в лабораториях МГРИ, ФГБУ «ВИМС», ИРЕА НИЦ «Курчатовский институт» (г. Москва).

Изучение структурных особенностей и микровключений в касситерите проведено в ФГБУ «ВИМС» на растровом электронном микроскопе (РЭМ) SM-32 (Китай) с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и энергодисперсионным спектрометром Ultim Max 65. Диаметр зонда 3–5 мкм; программное обеспечение Aztec ЭДС компании Oxford Instruments Nano Analysis (Великобритания); аналитик Н. Н. Кривощёков. Анализировались образцы в обратнорассеянных электронах (ОРЭ), вторичных электронах (ВЭ), установлены содержания химических элементов по данным рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), содержание кислорода рассчитывалось по стехиометрии.

Аналитические исследования по определению элементов-примесей в касситерите выполнены с использованием научного оборудования ЦКП ИРЕА НИЦ «Курчатовский институт» А. М. Исмагуловым. Определение содержания элементов-примесей осуществлялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, с приставкой лазерной абляции (ЛА-ИСП-МС). Измерения проводились на квадрупольном масс-спек-

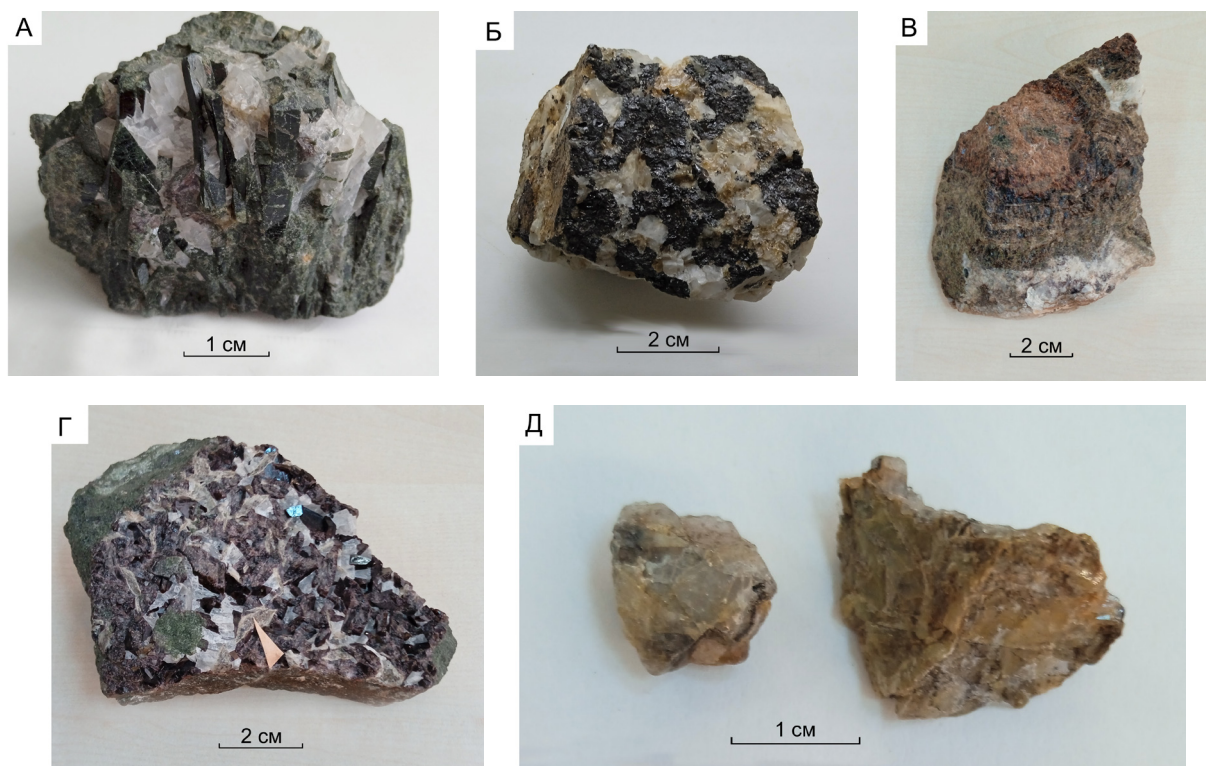


Рис. 1. Коллекционные образцы руд с месторождения Каньон:

А – геденбергитовый скарн; Б – прожилок кварца в скарне с касситеритом и халькопиритом; В – гранатовый скарн; Г – кварцевый прожилок в скарне с касситеритом и малахитом (указан стрелкой); Д – кристаллы малахита; место хранения: А, Б – Геологический музей Магаданского филиала ФГУ ТФГИ по ДВФО; В–Д – Литотека ФГБУ «ВИМС». Фото А. А. Петроченкова

тронетре с индуктивно связанной плазмой ELAN DRC-с (Perkin Elmer, США). Для лазерного пробоотбора применялась приставка NWR 213 (New Wave Research). Диаметр пятна лазерного луча составил 80 мкм. В каждой намеченной точке (около 500 мкм) проводились 3 измерения. Градуировку осуществляли по твёрдому стандартному образцу NIST SRM 610.

Чувствительность метода на элементы-примеси в касситерите (в мг/кг): Li – 2, Be – 20, Mg – 2, Al – 10, Si – 1000, P – 60, S – 500, Cl – 500, K – 5, Ca – 1000, Sc – 5, Ti – 5, V – 5, Cr – 5, Mn – 2, Fe – 10, Cu – 1, Zn – 1, Ga – 1, Ge – 5, As – 5, Se – 20, Rb – 1, Sr – 1, Y – 1, Zr – 1, Nb – 1, Rb – 1, Mo – 1, Ag – 1, In – 0,1, Sb – 1, Cs – 1, Ba – 0,5, Hf – 0,1, Ta – 0,1, W – 0,1, Pb – 0,1, Bi – 0,1, Th – 0,1, U – 0,1. Ошибка анализа для большинства элементов составляла до 10 % и зависела от их содержания. Содержание ряда элементов измерить с удовлетворительным пределом обнаружения невозможно из-за на-

ложения от матрицы пробы: Co, Ni – наложение от двухразрядного олова, In – изобарное наложение. Из-за наличия микровключений касситерит неоднородный, поэтому внутри некоторых измерений отмечается изменение содержания W на величину одного-двух порядков.

Значения содержаний элементов-примесей в кристаллах касситерита обработаны математическими методами, используемыми в геологии [5, 13]. Были определены следующие математические показатели, характеризующие геохимические выборки: среднее – C_{cp} , минимальное – $C_{мин}$, максимальное – $C_{мак}$ содержания элемента; среднеквадратичное отклонение – СКО; коэффициент вариации – КВ; коэффициент асимметрии, отнесённый к его ошибке, – А/ош; коэффициент эксцесса, отнесённый к его ошибке, – Э/ош; установлено соответствие распределения значений содержаний нормальному закону – Норм. C_{cp} , $C_{мин}$, $C_{мак}$, СКО измерялись в мг/кг, КВ – в %, А/ош и Э/ош –

безразмерные показатели. Параметр Норм принял 2 значения: соответствует нормальному закону – да, и не соответствует – нет.

Значения C_{cp} условно разделены (в мг/кг): очень низкие – n , низкие – $n0$, невысокие – $n00$, высокие – $n000$, очень высокие – $n0000$. Значения КВ разделены (в %): очень низкие – до 50, низкие – 51–100, высокие – 101–200, очень высокие – больше 201. В соответствии со значениями КВ выборка разделяется (в %): однородная – КВ меньше 100, неоднородная – 101–200, очень неоднородная – больше 201. Важной характеристикой является различие значений содержаний в пределах точек наблюдения (три измерения в зоне размером около 500 мкм). Условно для содержаний выше 0,00 n мг/кг различия значений до полуторакратного являются очень близкими, от 1,6 до 2 – близкими, от 2,1 до 3 – значительными и более трёхкратного – очень значительными. Единичные значения содержаний элементов, превышающие трёхкратное значение СКО, рассматривались как «ураганные», но из математической обработки они не исключались.

Значения A/σ и \mathcal{E}/σ характеризуют степень отклонения распределения содержаний элементов выборки от нормального закона. При значении менее трёх (критическое значение согласно критерию нормальности по асимметрии и эксцессу [13]) выборка подчиняется нормальному закону распределения, при значении 3 и более – не подчиняется. При положительном значении A/σ в выборке преобладают содержания ниже среднего; при отрицательном значении – выше среднего. При положительном значении A/σ содержания выше среднего отличаются от него более значительно, чем содержания ниже среднего; при отрицательном значении A/σ большее отличие характерно для содержаний ниже среднего. При положительном значении \mathcal{E}/σ содержания концентрируются около среднего; при отрицательном значении \mathcal{E}/σ распределение значений более равномерное.

Чем выше значения A/σ и \mathcal{E}/σ , тем больше отклоняется распределение выборки от нормального закона. Условно можно разделить значения A/σ и \mathcal{E}/σ на: очень низкие – 0–1,5, низкие, соответствующие нормальному закону распределения – 1,6–2,9, высокие – 3–6, очень высокие – больше 6. Установлены корреляционные связи элементов (парная корреляция) положительные и отрицательные при значениях выше (равные) крити-

ческого. При значениях 0,7 и выше корреляционные связи считались сильными, при значениях ниже 0,7 – слабыми.

С учётом значений содержаний, однородности распределения их в пределах точек наблюдения и в кристалле, корреляционных связей элементов, близости строения атомов (размер, валентность) с атомом Sn сделаны предположения о форме нахождения элемента в касситерите (вхождение в структуру или в состав микровключения). На основании химического состава, корреляционных связей элементов, а также с учётом анализа ранее опубликованных работ по данной тематике [1–4, 6, 8, 9, 11, 12] выдвинуты гипотезы о минеральном составе микровключений в касситерите.

Микровключения в кристаллах касситерита. В изученных кристаллах установлены различные виды включений. Большинство из них газожидкие, реже газожидкие с твёрдой фазой и различные минеральные включения. По данным опубликованных работ [1–4, 6, 8, 14, 15], в кристаллах касситерита было установлено около шестидесяти минералов. Основное количество и разнообразие минеральных включений связано с микровключениями. Ультрамикровключения (размером менее 0,5 мкм) в касситерите остаются в настоящее время крайне слабоизученными [9].

Как показали исследования, большинство включений образовались одновременно с кристаллами касситерита и позднее в результате их перекристаллизации (сингенетические). Они расположены в зонах роста, порах, микрizonaх деформаций, микротрещинах [8]. Минеральные включения, образованные до касситерита (протогенетические), весьма ограничены. Минералы высокотемпературные, связаны с начальными этапами формирования месторождения и расположены, как правило, во внутренних частях кристалла.

В касситерите могут присутствовать разнообразные включения, образованные после формирования кристаллов (эпигенетические). Они расположены в трещинах (микротрещинах) кристаллов, возникших в результате тектонических деформаций и обусловлены привнесением вещества поздними растворами. Минералы, как правило, низкотемпературные, связаны с завершающими этапами формирования месторождения.

В изученных кристаллах касситерита месторождения Каньон установлено большое количество микропор и микротрещин. Микропоры изометричной и сильновытянутой формы с извилистым

и ровным контуром, размером от 2 до 100 мкм. Для отдельных участков кристаллов характерны скопления микротрещин с близкой ориентировкой, более крупные из которых шириной до 85 мкм. В кристаллах обнаружены микровключения самородного олова, вольфрама- и железосодержащих минералов, кварца, уранинита, сфалерита (рисунки 2, 3).

Самородное олово установлено в микротрещинах и микропорах. Выделения изометричной и удлинённой сложной формы с ровным контуром, размером от 10 до 200 мкм, в ОРЭ белого цвета с

химическим составом (в мас.%): О – от 0,2 до 9,5, Sn – от 90,5 до 99,8. Выделения неоднородные, состоят из срастания микронных (около 1 мкм) частичек (см. рисунки 2, А–В и 3, А, Б, Д, Е). В настоящее время самородное олово как минеральный вид установлено в россыпях, коренных проявлениях, в гранитах и кварцевых жилах [2]. В кристаллах касситерита самородное олово ранее не фиксировалось, и как следствие условия его образования не изучались. Можно предположить, что образование самородного олова связано с возникновением восстановительной среды в микро-

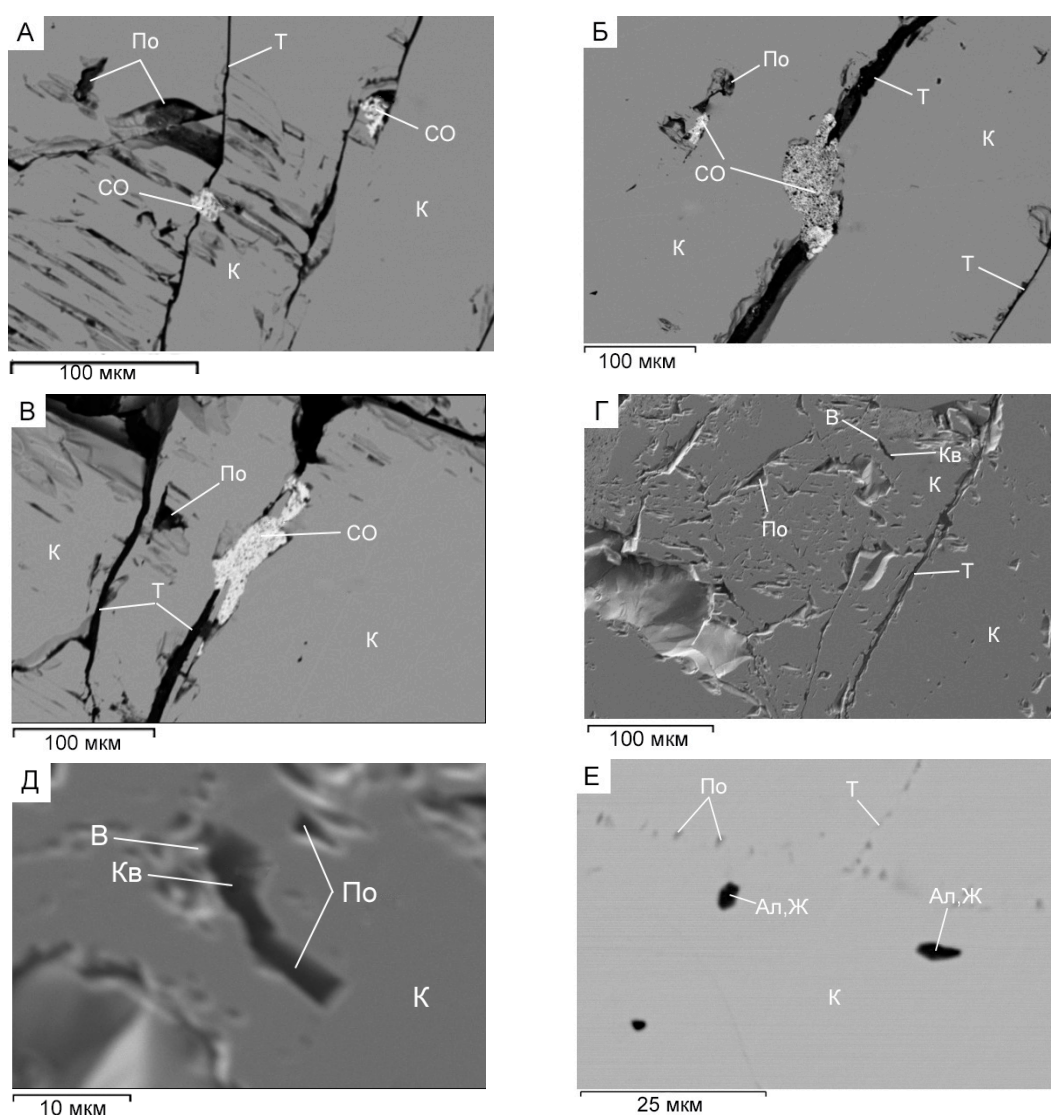


Рис. 2. Фрагменты кристаллов касситерита (К) месторождения Каньон с микровключениями самородного олова (СО), вольфрамосодержащего минерала (В), кварца (Кв), алюмосиликата (Ал), железосодержащего минерала (Ж) (А–Е); РЭМ, А–В, Е – ОРЭ, Г, Д – ВЭ; По – микропоры, Т – микротрещины

фрагментах кристалла при повышенных температурах (около 700 °С). Восстановительной средой могли являться микровключения аморфного углеродистого вещества, графита и графитизированного углеродистого вещества, часто присутствующие в касситерите [10]. Нагрев кристаллов скорее всего произошёл из-за внедрения даек. Содержания кислорода вероятнее всего связаны с касситеритом. Отметим, что известен также минерал ромаркит (SnO), присутствие которого нельзя исключать в выделениях самородного олова.

Вольфрамсодержащее микровключение размером около 10 мкм установлено в микропоре (см. рис. 2, Г, Д), имеет состав (в мас.%): O – 56,8, Sn – 16,8, W – 26,4. Присутствие Sn можно объяснить попаданием в спектр касситерита, в котором находится микровключение. Учитывая отсутствие содержаний Fe и Mn, а также неопределяемость H, его химический состав более всего соответствует тунгститу ($WO_2(OH)_2$).

В микропорах, расположенных вдоль микротрещин, и в микротрещинах касситерита обнаружены микровключения кварца (см. рисунки 2, Д; 3, В–Е). Для них характерна вытянутая вдоль микротрещин форма и ширина до 400 мкм. В ОПЭ и ВЭ микровключения чёрного цвета. Элементы-примеси в кварце не фиксируются. Микровключения кварца, по-видимому, широко распространены в касситерите, на это указывают содержания Si во многих спектрах.

В микропоре присутствует микровключение белого цвета в ОПЭ, сложной формы, размером около 5 мкм (см. рис. 3, Г). По составу оно соответствует ураниниту (UO_2) (в мас.%): O – 16,7, U – 83,3. Микровключения уранинита фиксировались ранее и в кристаллах касситерита других месторождений [8].

В одном из фрагментов кристалла (см. рис. 2, Е) в микропорах овальной формы размером 3,5 и 6 мкм по удлинению установлены содержания (в мас.%): O – 35,53, 36,95, Na – 0,62, 0,74, Mg – 0,51, 0,57, Al – 3,32, 4,24, Si – 11,31, 15,6, Cl – 1,05, 1,39, K – 1,11, 1,29, Ca – 4,88, 6,83, Mn – 0,34, 0,49, Fe – 15,77, 21,42, Ni – 0,35, 0, Sn – 25,21, 10,47. Большое количество элементов указывает на полиминеральный агрегат, расположенный в микропорах. Содержания Sn связаны с касситеритом. Na, Mg, Al, Si, K, Ca могут быть связаны с алюмосиликатом. Учитывая состав руд, можно предположить мусковит ($KAl_2Si_3O_{10}(OH)_2$), калий-натро-

вый полевой шпат ($(Na_2K)AlSi_3O_8$), сидерофиллит ($KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$). Повышение содержания Al и Si установлены и в другом фрагменте касситерита вместе с самородным оловом, расположенным в микротрещине (см. рис. 3, Е).

Высокие содержания Fe указывают на железосодержащий минерал. Как показали исследования [1, 2, 4, 8], лишь небольшая часть железа (менее 0,5 мас.%) в виде Fe^{3+} входит в касситерит изоморфно и нерегулярных гематитовых структурных встроок. Для касситерита характерны магнетит ($Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$), гематит (Fe_2O_3), гётит ($FeO \cdot OH$), станнаты ($FeSnO_3$, $FeSn_2O_4$), гидростаннаты ($FeSn(OH)_6$) [1, 2]. Преобладают более поздние эпигенетические микровключения, отлагающиеся в микротрещинах кристаллов.

Повышенные содержания Ca могут быть связаны с алюмосиликатами, гидростаннатом ($CaFeSn(OH)$), на который может указывать положительная корреляционная связь кальция и железа. Отметим повышенные содержания Cl с присутствием повышенных содержаний K, а также Na. Ранее были установлены в касситерите микровключения сильвина (KCl) и галита (NaCl), образовавшиеся в результате раскристаллизации гидротермальных растворов в газовой-жидких включениях [8, 15]. Повышенные содержания Na (5,68, 6,07 мас.%), при низких содержаниях Al (0,44, 0,40 мас.%) и Si (0,59, 0,50 мас.%) были зафиксированы и в другом фрагменте касситерита в ассоциации с самородным оловом (см. рис. 3, Е).

В этом же фрагменте фиксируются высокие содержания S (30,19, 28,1 мас.%), Fe (7,68, 7,38 мас.%), Zn (52,43, 52,53 мас.%), что указывает на микровключения сфалерита (ZnS), в который может входить и Fe. Размер микровключений менее 4 мкм. Агрегат самородного олова и микровключения сфалерита находятся в микротрещине, выполненной кварцем, что указывает на их более позднее по отношению к касситериту образование.

Можно предположить, что микровключения вольфрамсодержащего минерала и частично кварца, алюмосиликата образовались сингенетично с касситеритом в рудный этап минералообразования в процессе роста кристаллов. Микровключения самородного олова, уранинита, сфалерита, железосодержащих минералов, частично кварца и алюмосиликата образованы в результате перекристаллизации касситерита и позднее, с привнесением химических элементов гидротермальными растворами, циркулирующими в его микротрещинах.

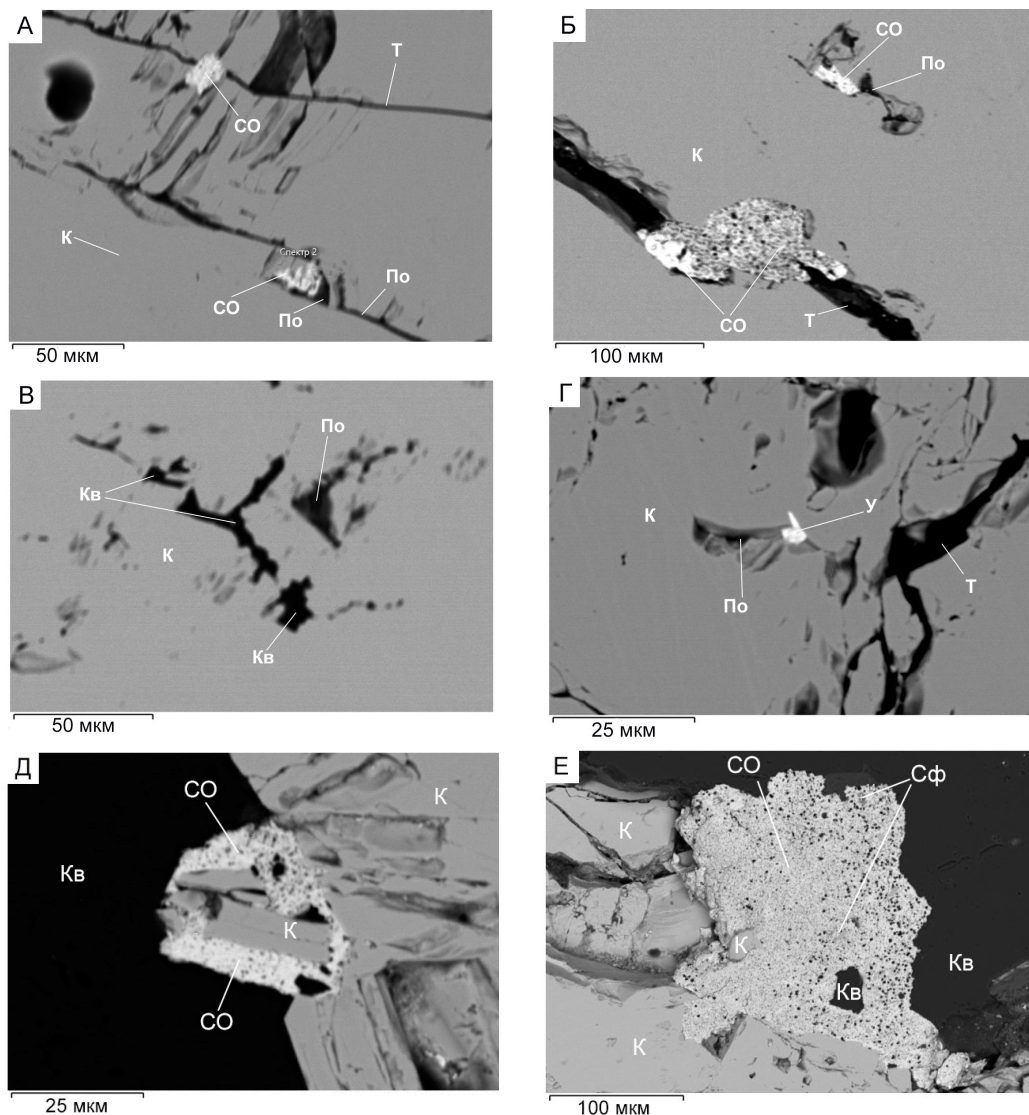


Рис. 3. Фрагменты кристаллов касситерита (К) месторождения Каньон с микровключениями самородного олова (СО), уранинита (У), кварца (Кв), сфалерита (Сф) (А–Е). РЭМ, ОРЭ; По – микропоры, Т – микротрещины

Элементы-примеси в кристаллах касситерита. В касситерите из месторождений различных промышленных типов обнаружены 48 элементов-примесей. Из них постоянными и часто встречаемыми являются: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Zr, Nb, In, Ta, W, Th, U [2, 4]. Элементы-примеси находятся в касситерите в составе включений: минеральных; газово-жидких, представляющих собой реликты гидротермальных растворов, из которых происходил рост кристаллов; входят в его структуру.

В структуру касситерита элементы-примеси: могут входить изоморфно, замещая атомы олова;

в виде нерегулярных гематитовых (Fe), тапиолитовых (Ta, Nb) и рутиловых (Ti) встроек; занимать пространство в полых структурных каналах. В решётку касситерита могут входить Ti, V, Cr, Fe, Zr, Nb, In, Ta, W, U [1, 2, 4, 6, 8].

В касситерите месторождения Каньон установлены содержания выше 1 мг/кг у шестнадцати элементов-примесей: Mg, Al, Ti, V, Mn, Fe, Zn, Ga, Zr, Nb, Sb, Hf, Ta, W, Pb, U. Содержание Sn находится в диапазоне от 783 000 до 787 000 мг/кг. Mg, Al, Mn, Zn, Ga, Ta, Pb присутствуют в отдельных измерениях с очень низкими и низкими, не превышающими 22 мг/кг, содержаниями. Они вхо-

дят в состав микровключений, а Та, возможно, и в структуру касситерита. Содержания остальных элементов фиксировались во всех измерениях и были обработаны математическими методами (таблицы 1, 2).

Содержания Тi невысокие, в среднем 622 мг/кг, находятся в диапазоне от 252 до 944 мг/кг, распределение однородное (КВ – 35 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). В пределах кристалла значения содержаний преимущественно близки, отличаются от 1,1 до 1,7 раза. Значения А/ош (-0,5), Э/ош (-0,9) отрицательные, существенно ниже критического. Количество значений выше и ниже среднего близко, также как их отличия от него. Установлены корреляционные связи Тi положительные сильные с Nb (0,74), слабые с W (0,51), U (0,60) (см. табл. 2). Тi преимущественно входит в структуру касситерита и, возможно, в состав микровключений, ассоциирует с Nb, W, U. Учитывая отсутствие корреляционных связей Тi с Fe, наиболее вероятны микровключения рутила (TiO₂), часто фиксируемые в касситерите. Электронно-микроскопическим методом включения минералов Тi не были установлены, возможно из-за их крайне малого размера.

Содержания V низкие, в среднем 30 мг/кг, находятся в диапазоне от 8 до 49 мг/кг, распределение однородное (КВ – 44 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). Содержания в пределах кристалла могут быть очень близкими, отличаться в 1,1–1,3 раза, и отличаться в 1,9–2,1 раза. Значения А/ош (-0,5), Э/ош (-1,0) отрицательные, су-

щественно ниже критического. Преобладают содержания выше среднего, и они отличаются от него на меньшую величину. Корреляционные связи V положительные слабые с Fe (0,55) (см. табл. 2). V, вероятно, входит в структуру касситерита и в состав микровключений, ассоциирует с Fe. Корреляционная положительная связь V с Fe позволяет предположить вхождение его в минералы железы.

Содержания Fe невысокие, в среднем 792 мг/кг, находятся в диапазоне от 128 до 3050 мг/кг, распределение неоднородное (КВ – 120 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). В пределах кристалла значения содержаний отличаются от 1,1 до 2,3 раза. Значение А/ош (2,2) положительное, близкое к критическому, Э/ош (0,4) положительное существенно его ниже. Значительно преобладают содержания ниже среднего, и они отличаются от него на меньшую величину. Можно выделить одно «ураганное» значение – 3050 мг/кг, которое указывает на микровключение. Корреляционные связи Fe положительные слабые с V (0,55), отрицательные слабые с W (-0,56), U (-0,51) (см. табл. 2). Fe входит в структуру касситерита и в состав микровключений, ассоциирует с V.

Содержания Zr низкие, в среднем 58 мг/кг, находятся в диапазоне от 17 до 142 мг/кг, распределение однородное (КВ – 73 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). В пределах кристалла содержания близкие, отличаются от 1,1 до 1,8 раза. Значение А/ош (1,8) положительное, Э/ош (-0,4) отрицательное, значительно ниже критиче-

Табл. 1. Характеристики распределения содержаний элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождения Каньон

Элементы	Характеристики (n = 15)							
	C _{ср}	C _{мин}	C _{мак}	СКО	КВ	А/ош	Э/ош	Норм
Ti	622	252	944	217	35	-0,5	-0,9	да
V	30	8	49	13	44	-0,5	-1,0	да
Fe	792	128	3050	947	120	2,2	0,4	да
Zr	58	17	142	42	73	1,8	-0,4	да
Nb	25	8	48	13	51	0,3	-1,0	да
Sb	217	48	539	418	69	0,7	-0,7	да
Hf	5	1	11	4	76	1,1	-0,9	да
W	762	8	2020	781	102	0,6	-1,3	да
U	63	6	142	49	77	0,3	-1,4	да

Примечание. n – число измерений 15.

Табл. 2. Корреляционные связи элементов-примесей в кристаллах касситерита месторождения Каньон

Элемент	Ti	V	Fe	Zr	Nb	Sb	Hf	W	U
Ti	1	-0,32*	-0,36	0,26	0,74	0,11	0,14	0,51	0,60
V	-0,32	1	0,55	0,30	-0,34	-0,28	0,25	-0,02	-0,07
Fe	-0,36	0,55	1	-0,42	0,11	0,36	-0,44	-0,56	-0,51
Zr	0,26	0,30	-0,42	1	-0,02	-0,74	0,96	0,57	0,56
Nb	0,74	-0,34	0,11	-0,02	1	0,36	-0,08	0,11	0,27
Sb	0,11	-0,28	0,36	-0,74	0,36	1	-0,80	-0,05	-0,02
Hf	0,14	0,25	-0,44	0,96	-0,08	-0,80	1	0,44	0,41
W	0,51	-0,02	-0,56	0,57	0,11	-0,05	0,44	1	0,95
U	0,60	-0,07	-0,51	0,56	0,27	-0,02	0,41	0,95	1

Примечание. * – критическое значение коэффициента парной корреляции 0,51.

ского. Преобладают содержания ниже среднего, и они отличаются от него на меньшую величину. Корреляционные связи Zr положительные сильные с Hf (0,96), слабые с W (0,57), U (0,56); отрицательные сильные с Sb (-0,74) (см. табл. 2). Zr вероятно входит преимущественно в структуру касситерита и в состав микровключений, ассоциирует с Hf, W, U. В кристаллах касситерита ряда месторождений были обнаружены микровключения циркона ($ZrSiO_4$), в состав которых могут входить и Hf, U.

Содержания Nb низкие, в среднем 25 мг/кг, находятся в диапазоне от 8 до 48 мг/кг, распределение однородное (КВ – 51 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). Содержания в пределах кристалла отличаются от 1,4 до 6,0 раза. Значение А/ош (0,3) положительное, Э/ош (-1,0) отрицательное, существенно ниже критического. Количество значений выше и ниже среднего близко. Содержания выше среднего отличаются от него более значительно. Корреляционные связи Nb положительные сильные с Ti (0,74) (см. табл. 2). Nb преимущественно входит в состав микровключений, ассоциирует с Ti, частично он может входить и в структуру касситерита. Из микровключений в касситерите встречается тапиолит ($(Nb, Ta, Ti, Sn)_2 O_6$), колумбит ($Fe Nb_2 O_6$), в состав которых может входить и Ti. Nb также может входить в состав рутила (TiO_2), ильменорутила ($(Fe, Mn, Ta, Nb) TiO_2$), установленных в кристаллах касситерита ряда месторождений [8, 10].

Содержания Sb невысокие, в среднем 217 мг/кг, находятся в диапазоне от 48 до 539 мг/кг, распределение однородное (КВ – 69 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). Значения содержаний

в пределах кристалла отличаются от 1,1 до 3,0 раза. Значение А/ош (0,7) положительное, Э/ош (-0,7) отрицательное, существенно ниже критического. Количество значений выше и ниже среднего близко. Содержания выше среднего отличаются от него на большую величину. Корреляционные связи Sb отрицательные сильные с Zr (-0,74), Hf (-0,80) (см. табл. 2). Sb, вероятно, входит в структуру касситерита и в состав микровключений, с другими элементами-примесями не ассоциирует. Известны в природе самородная сурьма, минерал стиштаит ($SbSn$), но в кристаллах касситерита они не фиксировались.

Содержания Hf очень низкие, в среднем 5 мг/кг, находятся в диапазоне от 1 до 11 мг/кг, распределение однородное (КВ – 76 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). Содержания в пределах кристалла близки или совпадают, максимально отличаются на 3 мг/кг. Значение А/ош (1,1) положительное, Э/ош (-0,9) отрицательное, существенно ниже критического. Преобладают значения ниже среднего, и они отличаются от него на меньшую величину. Корреляционные связи Hf положительные сильные с Zr (0,96), отрицательные сильные с Sb (-0,80) (см. табл. 2). Hf, вероятно, преимущественно входит в структуру касситерита, ассоциирует с Zr, что может указывать на его связь с цирконом.

Содержания W невысокие, в среднем 762 мг/кг, находятся в диапазоне от 8 до 2020 мг/кг, распределение неоднородное (КВ – 102 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). В пределах кристалла содержания изменяются от 1,3 до 3,6 раз. Значение А/ош (0,6) положительное, Э/ош (-1,3) отрицательное, существенно ниже критического.

Количество данных выше и ниже среднего близко, значения выше среднего отличаются от него на большую величину. Корреляционные связи W положительные сильные с U (0,95), слабые с Ti (0,51), Zr (0,57); отрицательные слабые с Fe (-0,56) (см. табл. 2). W, вероятно, входит в структуру касситерита и в состав микровключений, ассоциирует с Ti, Zr и U. Характерным микровключением в касситерите является вольфрамит (Fe, MnWO₄). Отрицательная корреляционная связь W с Fe указывает на микровключения тунгстита, который предполагается и по данным РСМА.

Содержания U низкие, в среднем 63 мг/кг, находятся в диапазоне от 6 до 142 мг/кг, распределение

однородное (КВ – 77 %), подчиняется нормальному закону (см. табл. 1). В пределах кристалла значения могут быть очень близкими – отличаться менее чем в 1,1 раза и отличаться значительно – до 2,5 раза. Значение А/ош (0,3) положительное, Э/ош (-1,4) отрицательное, существенно меньше критического. Количество значений ниже и выше среднего близко, содержания выше среднего отличаются от него на большую величину. Корреляционные связи U положительные сильные с W (0,95), слабые с Ti (0,60), Zr (0,56) (см. табл. 2). U входит в состав микровключений и в структуру касситерита, ассоциирует с Ti, Zr, W. Из микровключений установлен уранинит.

Табл. 3. Содержание элементов в полиминеральном включении в касситерите месторождения Каньон

Элемент	Содержание элемента (мг/кг) в трёх измерениях		
	1	2	3
Li	106	202	158
Be	28	24	13
B	1880	1040	957
Na	281	578	404
Mg	5310	5850	3070
Al	126 000	179 000	148 000
Si	229 000	174 000	262 000
K	59 700	91 800	76 700
Ca	14 500	24 500	< 1500
Sc	3	9	3
Ti	114	193	178
V	158	137	71
Cr	161	19	< 7
Mn	3920	2320	816
Fe	80 100	79 900	37 400
Cu	1	5	< 1
Zn	211	171	39
Ga	129	191	150
As	186	143	9
Rb	776	1120	858
Sr	5	11	1
Y	23	26	1
Zr	3	1	< 0,5
Nb	2	1	< 0,5
Sn	32 600	6720	1310
Sb	39	13	18
Cs	65	65	45
Ba	503	631	550
W	1	1	< 0,5
Tl	5	7	5
Pb	3	2	0,4
U	1	0,5	< 0,1

Примечание. По данным ЛА-ИСП-МС, аналитик А. М. Исмагулов.

В кристалле касситерита установлено включение размером около 0,25 мм, в котором фиксируются 32 элемента с содержанием выше 1 мг/кг. Содержание Sn колеблется в нём от 1310 до 32 600 мг/кг (см. табл. 3). Количество Sc, Cu, Sr, Zr, Nb, W, Tl, Pb и U менее 11 мг/кг; Be, Y, Sb, Cs находятся в диапазоне 10–100 мг/кг; Li, Na, Ti, V, Cr, Zn, Ga, As, Ba – от 100 до 1000 мг/кг. С очень высокими содержаниями (более 1000 мг/кг) фиксируются: B, Mg, Al, Si, K, Ca, Mn, Fe, Rb. Большое количество элементов в том числе и с очень высокими содержаниями свидетельствует о полиминеральном агрегате. Включение полиминерального агрегата указывает на разнообразие возможных минеральных микровключений в касситерите.

Последние исследования показали, что в кристаллах различных минералов присутствуют ультрамикровключения (нанокристаллы) и химические соединения в докристаллических формах: кватароны, кватарины, фуллерены. Ультрадисперсные частицы формируются в микрополостях внутри минеральных индивидов и агрегатов, как в микроавтоклавных системах, в которых могут создаваться аномально высокие термобарические условия. В результате образуются ультрамикровключения, нехарактерные для макро- и микроминералов: самородные металлы (Al, Fe, Cu, Ag, Sn, Os, Au, Pb, Bi, U), интерметаллиды, сплавы, сульфиды необычного состава [9]. Такие химические соединения возможны и в кристаллах касситерита.

Выводы. В кристаллах касситерита месторождения Каньон электронно-микроскопическими исследованиями (РЭМ) были установлены микровключения самородного олова (впервые в кристаллах касситерита), вольфрамсодержащего минерала (тунгстит ?), железосодержащих минералов, кварца, алюмосиликата, уранинита, сфалерита, возможно присутствие сильвина, галита. Микровключения расположены в микротрещинах, микропорах, образованы как сингенетично с касситеритом, так и позднее в результате его перекристаллизации и с привнесением химических элементов, более поздними гидротермальными растворами.

Методом ЛА-ИСП-МС в касситерите установлены 16 элементов-примесей с содержаниями выше 1 мг/кг. Из них содержания Mg, Al, Mn, Zn, Ga, Ta, Pb очень низкие, фиксируются в отдельных измерениях, преимущественно входят в состав микровключений. Элементы, фиксируемые во всех измерениях, – Ti, V, Fe, Zr, Nb, Sb, Hf, W и U. Содержания этих элементов обработаны математическими методами. Средние содержания Hf – очень низкие (менее 10 мг/кг); V, Zr, Nb, U – низкие (менее 100 мг/кг); Ti, Fe, Sb, W – невысокие, находятся в пределах 217–792 мг/кг. Относительно низкие содержания элементов-примесей в касситерите подтверждаются высокими содержаниями Sn от 783 000 до 787 000 мг/кг, при теоретическом – 788 100 мг/кг. Для содержания всех элементов характерен нормальный закон распределения.

На основании положительных корреляционных связей элементов-примесей в касситерите можно выделить ассоциации: Ti – Zr – Nb – W – U; V – Fe; Hf – Zr. Отрицательные корреляционные связи малочисленны и указывают на элементы-антагонисты: Fe – W – U; Zr – Sb – Hf. Исходя из значений содержаний элементов-примесей, особенностей их распределения и корреляционных связей, можно предположить, что в структуру касситерита входят Ti, Zr, Nb, Sb, Hf, W, U.

В кристалле касситерита встречено включение полиминерального агрегата, в котором установлены 32 элемента, с содержанием выше 1 мг/кг, при содержании олова от 1310 до 32 600 мг/кг. С содержанием выше 10 мг/кг фиксируются Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Zn, Ga, As, Rb, Sb, Cs, Ba, что указывает на широкий диапазон возможных минеральных включений в касситерите.

В результате проведённых исследований в касситерите месторождения Каньон установлены микровключения и элементы-примеси, сделаны предположения о формах нахождения элементов в кристаллах. В рамках проводимых авторами исследований полученная информация будет использована для определения типоморфных признаков касситерита оловорудных месторождений различных промышленных типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронина Л. В., Гайдукова В. С., Добровольская Н. В. [и др.] О формах вхождения железа в состав касситерита // Геохимия. – 1978. – № 10. – С. 1474–1491.
2. Геология оловорудных месторождений СССР Т. 1. Геологические основы прогноза, поисков и оценки оловорудных месторождений / Под ред. С. Ф. Лугова. – М. : Недра, 1986. – 332 с.
3. Геология оловорудных месторождений СССР. Т. 2. Кн. 1. Оловорудные месторождения СССР / Под ред. С. Ф. Лугова. – М. : Недра, 1986. – 429 с.
4. Доломанова Е. И., Боярская Р. В., Ракчеева А. Д. [и др.] Касситерит и типоморфные особенности // Типоморфизм минералов. – М. : Наука, 1969. – С. 128–184.
5. Каждан А. Б., Гуськов О. И., Шиманский А. А. Математические методы в геологии : Учебник для вузов. – М. : Недра, 2010. – 251 с.
6. Кривоконова Г. К., Сирина Т. Н. Рентгенографические признаки формационной принадлежности касситерита // Разведка и охрана недр. – 2005. – № 4. – С. 40–46.
7. Методические рекомендации по применению классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых. Олово. – М. : НП НАЭП, 2002. – 48 с.
8. Микронеоднородность касситерита. Атлас электронно-микроскопических фотографий и микродифракционных картин / Под ред. А. И. Гинзбурга. – М. : Недра, 1981. – 219 с.
9. Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества / Под ред. Б. А. Голдина, С. К. Кузнецова. – СПб. : Наука, 2005. – 581 с.
10. Петроченков Д. А. Коллекционные и ювелирные касситериты. – М. : Горная книга, 2019. – 280 с.
11. Политов В. К. Факторы локализации руд Каньонского месторождения // Структура, минералогия и зональность оловорудных месторождений СССР в связи с вопросами локального прогноза. – М. : Недра, 1983. – 273 с.
12. Политов В. К., Парцевский А. И. Минеральный состав и условия формирования скарнов Каньонского рудного узла // Структура, минералогия и зональность оловорудных месторождений СССР в связи с вопросами локального прогноза. – М. : Недра, 1983. – 273 с.
13. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах // Сост. А. А. Беус, С. В. Григорян, М. Т. Ойзерман [и др.]. – М. : Недра, 1965. – 120 с.
14. Kolin J. H. Cassiterite from Viloko, Bolivia // Gems & Gemology. – Summer. – 2002. – P. 175–176.
15. Wenging H., Jungui Z., Ting Sh. [et al.] Gemological and Trace Element Characteristics of Cassiterite from Yunling, China // Gems & Gemology. – Summer. – 2024. – P. 168–193.

REFERENCES

1. Voronina L. V., Gaydukova V. S., Dobrovol'skaya N. V. [et al.] O formakh vkhozhdeniya zheleza v sostav kassiterita [On the forms of iron inclusion in cassiterite], Geokhimiya, 1978, No. 10, pp. 1474–1491. (In Russ.)
2. Geologiya olovorudnykh mestorozhdeniy SSSR, T. 1. Geologicheskiye osnovy prognoza, poiskov i otsenki olovorudnykh mestorozhdeniy [Geology of tin ore deposits of the USSR, Ed. S. F. Lugov. Vol. 1. Geological foundations of forecasting, prospecting and evaluation of tin ore deposits], ed. S. F. Lugov, Moscow, Nedra publ., 1986, 332 p. (In Russ.)
3. Geologiya olovorudnykh mestorozhdeniy SSSR. T. 2. Kn. 1. Olovorudnyye mestorozhdeniya SSSR [Geology of tin ore deposits of the USSR. Vol. 2. Book 1. Tin ore deposits of the USSR], ed. S. F. Lugov, Moscow, Nedra publ., 1986, 429 p. (In Russ.)
4. Dolomanova Ye. I., Boyarskaya R. V., Rakcheyeva A. D. [et al.] Kassiterit i tipomorfnyye osobennosti [Cassiterite and typomorphic features], Tipomorfizm mineralov, Moscow, Nauka publ., 1969, pp. 128–184. (In Russ.)
5. Kazhdan A. B., Gus'kov O. I., Shimanskiy A. A. Matematicheskiye metody v geologii. Uchebnik dlya vuzov [Mathematical methods in geology. Textbook for universities], Moscow, Nedra publ., 2010, 251 p. (In Russ.)

6. *Krivokoneva G. K., Sirina T. N.* Rentgenograficheskiye priznaki formatsionnoy prinadlezhnosti kassiterita [X-ray characteristics of the formational affiliation of cassiterite], *Razvedka i okhrana nedr*, 2005, No. 4, pp. 40–46. (In Russ.)
7. *Metodicheskiye rekomendatsii po primeneniyu klassifikatsii zapasov mestorozhdeniy i prognoznykh resursov tvordykh poleznykh iskopayemykh. Olovo* [Guidelines for the Application of the Classification of Deposit Reserves and Prospective Resources of Solid Minerals. Tin], Moscow, NP NAEP publ., 2002, 48 p. (In Russ.)
8. *Mikroneodnorodnost' kassiterita. Atlas elektronno-mikroskopicheskikh fotografii i mikrodiffraktsionnykh kartin* [Microheterogeneity of cassiterite. Atlas of electron microscopic photographs and microdiffraction patterns], ed. A. I. Ginzburg, Moscow, Nedra publ., 1981, 219 p. (In Russ.)
9. *Nanomineralogiya. Ul'tra- i mikrodispersnoye sostoyaniye mineral'nogo veshchestva* [Nanomineralogy. Ultra- and microdispersed state of mineral matter], ed. B. A. Goldina, S. K. Kuznetsova, St. Petersburg, Nauka publ., 2005, 581 p. (In Russ.)
10. *Petrochenkov D. A.* Kollektсионnyye i yuvelirnyye kassiterity [Collectible and jewelry cassiterites], Moscow, Gornaya kniga publ., 2019, 280 p. (In Russ.)
11. *Politov V. K.* Faktory lokalizatsii rud Kan'onskogo mestorozhdeniya [Factors of ore localization at the Kanyonское deposit], *Struktura, mineralogiya i zonal'nost' olovorudnykh mestorozhdeniy SSSR v svyazi s voprosami lokal'nogo prognoza*, Moscow, Nedra publ., 1983, 273 p. (In Russ.)
12. *Politov V. K., Partsevskiy A. I.* Mineral'nyy sostav i usloviya formirovaniya skarnov Kan'onskogo rudnogo uzla [Mineral composition and conditions of formation of skarns of the Kanyon ore cluster], *Struktura, mineralogiya i zonal'nost' olovorudnykh mestorozhdeniy SSSR v svyazi s voprosami lokal'nogo prognoza*, Moscow, Nedra publ., 1983, 273 p. (In Russ.)
13. *Rukovodstvo po predvaritel'noy matematicheskoy obrabotke geokhimicheskoy informatsii pri poiskovykh rabotakh* [Guide to Preliminary Mathematical Processing of Geochemical Information in Exploration Work], A. A. Beus, S. V. Grigoryan, M. T. Oyzerman [et al.], Moscow, Nedra publ., 1965, 120 p. (In Russ.)
14. *Kolin J. H.* Cassiterite from Viloko, Bolivia, *Gems & Gemology*, Summer, 2002, pp. 175–176
15. *Wenging H., Jungui Z., Ting Sh.* [et al.] Gemological and Trace Element Characteristics of Cassiterite from Yunling, China, *Gems & Gemology*, Summer, 2024, pp. 168–193.

Статья поступила в редакцию 22.11.25; одобрена после рецензирования 05.02.26; принята к публикации 05.02.26.
The article was submitted 22.11.25; approved after reviewing 05.02.26; accepted for publication 05.02.26.

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

90-летие Бориса Игоревича Беневольского

Борис Игоревич Беневольский – уникальный специалист, совмещающий большой опыт полевых исследований и многолетней аналитической работы в Министерстве геологии СССР, эксперт высочайшего уровня в области геолого-экономического мониторинга и конъюнктуры минерального сырья. В числе важнейших достижений Бориса Игоревича – создание методических основ для актуализации стратегии развития отечественной геологоразведочной отрасли на рубеже XX и XXI веков.

По окончании МГУ имени М. В. Ломоносова в 1958 г. Борис Игоревич приступил к работе в Геологическом управлении «Севостгеология» в Центрально-Колымском районе и за четырнадцать лет прошёл путь от горного мастера круглогодичной партии до главного инженера крупной экспедиции, которая вела поиски коренных и разведку россыпных месторождений золота. При непосредственном участии Б. И. Беневольского разведаны крупные россыпи верховья р. Колыма (Валунный, Болотный и др.). В те годы он занимался оценкой ресурсного потенциала коренного и россыпного золота этой перспективной территории и внёс свой вклад в укрепление сырьевой базы золотодобывающих предприятий региона.

С 1972 по 1989 г. Борис Игоревич Беневольский работал в Министерстве геологии СССР главным специалистом по алмазам и благородным металлам. Он внёс огромный вклад в открытие и промышленную оценку многих коренных и россыпных месторождений золота (Олимпиадинское, Дукатское, Кубакинское, Покровское, Мужиевское, Большой Канимансур и др.), создание сырьевой базы золота в Камчатской области, Корякском автономном округе, Республике Коми и других регионах России. При участии Бориса Игоревича разработаны эффективные государственные программы ГРП в перспективных районах, в результате которых создана одна из крупнейших в мире минерально-сырьевых баз золото- и серебродобывающей промышленности России и стран СНГ, обеспечивающая в начале XXI века стабильную высокую добычу золота и серебра с дальнейшей перспективой её увеличения. Борис Игоревич активно участвовал в создании современных методических руководств по поискам, разведке и геолого-экономической оценке корен-



13 марта 2026 года Заслуженный деятель науки Российской Федерации, Почётный разведчик недр, доктор геолого-минералогических наук **Борис Игоревич Беневольский** отметил 90-летие.

ных и россыпных месторождений, что оказало влияние на развитие сырьевой базы и формирование отечественной школы геологоразведчиков.

В 1989 г. Б. И. Беневольский перешёл на работу в ЦНИГРИ. В условиях рыночной экономики его научно-аналитические и прикладные разработки способствовали эффективному недропользованию. Наиболее важное значение имели крупные проекты ЦНИГРИ, реализованные при активном участии Бориса Игоревича: разработка средне-долгосрочной государственной программы развития минерально-сырьевой базы золотодобывающей промышленности, создание концепции национальной минерально-сырьевой безопасности в условиях динамично развивающихся процессов глобализации минерально-сырьевого комплекса, написание монографий «Минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов к 2025 году. Мир и Россия», «Золото России», «Проблемы использования и воспроизводства МСБ», создание комплекта карт золотоносности федеральных округов и субъектов Российской

Федерации. Авторы концепции национальной минерально-сырьевой безопасности РФ, и в их числе Борис Игоревич Беневольский, удостоены звания лауреата премии им. А. Н. Косыгина. В трудах Б. И. Беневольского и его соавторов обоснована идеология государственной стратегии по развитию сырьевой базы золотодобычи, её использованию и воспроизводству, стабилизации добычи золота.

Следуя велениям времени, ощущая необходимость модернизации, Борис Игоревич в начале 1990-х годов совместно с другими учёными института занимался разработкой, обоснованием, а в дальнейшем и внедрением системы мониторинга использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых как управляющей и регулирующей основы развития отечественной сырьевой базы, созданием единой информационной системы «Минерально-сырьевые ресурсы России». Также он является одним из авторов исследований по переоценке прогнозных ресурсов благородных и цветных металлов и подготовке соответствующих методических руководств.

В этот же период Борис Игоревич много внимания уделял проблеме создания правовой основы системы недропользования, участвовал в составе экспертных групп Государственной Думы в разработке проектов законов о недрах, соглашениях о разделе продукции, драгоценных металлах и драгоценных камнях и др. По результатам этих работ коллективом авторов подготовлены специализированные словари-справочники, дающие определения новой терминологии.

Под руководством и при участии Б. И. Беневольского проводилась геолого-экономическая оценка и разработка технико-экономических обоснований промышленного освоения в новых условиях недропользования месторождений цветных и благородных металлов (Озерновского, Каменского, Покровского, Павловского, Сейнавского узла, Федоровой тундры и др.).

Вместе с коллегами проведена актуализация классификации запасов и прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых и стадийности геологоразведочных работ в части их адаптации к международному регламенту, принятому в основных сырьевых странах мира, актуализированы методические рекомендации по оценке прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых, впервые в отечественной геологии разработана и успешно внедрена не знающая аналогов система кадастро-

вого учёта прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых.

Рекомендации, сформулированные в работах Б. И. Беневольского, реализованы в промышленном освоении ряда крупных коренных и россыпных месторождений благородных и цветных металлов, в привлечении внимания инвесторов, внесли весьма ощутимый вклад в увеличение добычи рудного золота, сдерживание темпов падения производства россыпного золота в стране.

В течение многих лет Б. И. Беневольский выполнял научно-организационную работу, являясь заместителем председателя секции Учёного совета ЦНИГРИ, председателем секции конъюнктуры минерального сырья Межведомственного экспертного научно-методического совета МПР России по геологии алмазов, благородных и цветных металлов, членом секции россыпей Межведомственного комитета по рудообразованию и металлогении РАН, главным научным экспертом МПР России по благородным металлам, экспертом, а впоследствии и членом комиссии ГКЗ, членом редколлегии научно-технического журнала «Руды и металлы», членом совета редакции журнала «Минеральные ресурсы России. Экономика и управление».

Продолжая научную работу, Б. И. Беневольский неоднократно участвовал в работе международных геологических конгрессов, отечественных и международных симпозиумов и конференций по проблематике минерально-сырьевого обеспечения в условиях глобализации мировой экономики. Борис Игоревич – автор 150 научных трудов, в том числе 10 монографий.

Многолетняя и плодотворная деятельность Б. И. Беневольского, направленная на развитие и укрепление минерально-сырьевой базы твёрдых полезных ископаемых, высоко оценена государством и геологическим сообществом России. Борис Игоревич Беневольский – лауреат премии Правительства РФ в области науки и техники и премии имени А. Н. Косыгина, Почётный разведчик недр, действительный член Академии горных наук и Международной академии информатизации. В 2015 г. решением правления Ассоциации Геологических Организаций он награждён нагрудным знаком «Звезда геолога» № 2.

Поздравляем Бориса Игоревича с 90-летием! Желаем надёжного здоровья и хорошего настроения!

Редколлегия журнала «Отечественная геология»

К 110-летию со дня рождения **Давида Иосифовича Горжевского**, основателя научно-прикладной школы исследований полиметаллических месторождений

В историю рудной геологии Д. И. Горжевский вошёл как автор научно-прикладной школы в области прикладной металлогении, многое сделавший для совершенствования методических основ прогноза и поисков свинцово-цинковых месторождений.

Главные теоретические работы Д. И. Горжевского посвящены классификации рудных формаций Рудного Алтая и Забайкалья, роли срединных массивов в формировании свинцово-цинковых провинций, зонам активизации Забайкалья. Он опубликовал более 200 научных работ, в том числе 8 монографий. Д. И. Горжевский – соавтор фундаментальной монографии «Колчеданные месторождения мира» под редакцией академика В. И. Смирнова (1979).

Главный куратор Министерства геологии СССР по свинцу и цинку Д. И. Горжевский возглавлял в ЦНИГРИ отдел свинца и цинка. Под его руководством проведены плодотворные исследования на Рудном Алтае, Большом и Малом Кавказе, в Центральном Казахстане, Южном и Западном Узбекистане, Прибайкалье.

Первой значительной работой отдела Д. И. Горжевского стало изучение колчеданно-полиметаллического месторождения Озёрное в Бурятии, открытого в 1963 г. В результате комплексного исследования были изменены представления о строении месторождения, переориентировано направление разведочных профилей. В итоге уточнены сведения о реальных запасах свинца и цинка месторождения Озёрное, значительно более высоких, чем оценивалось ранее.

Особое место в научном наследии Д. И. Горжевского принадлежит его работам по Рудному Алтаю. В этом регионе он начал исследования в 1949–1954 гг. в Рудноалтайской экспедиции (в 1950–1954 гг. в качестве главного геолога), выделившей перспективные площади для постановки детальных поисково-разведочных работ на полиметаллы. В 1970-е годы, уже работая в ЦНИГРИ, Д. И. Горжевский возглавил масштабные прогнозно-металлогенические работы на Рудном Алтае, осуществлённые коллективами нескольких научно-исследовательских и производственных организаций. Проведённые при его научно-методическом руководстве исследования явились крупным



16 марта 2026 года исполнилось 110 лет со дня рождения **Давида Иосифовича Горжевского** – доктора геолого-минералогических наук, профессора, крупного отечественного специалиста в области металлогении и рудогенеза, лауреата Государственной премии СССР, ветерана ЦНИГРИ.

этапом в изучении этой важной провинции и легли в основу крупной переоценки региона. Так, по итогам работ 1971–1973 гг. в четыре раза выросли запасы Корбалихинского полиметаллического месторождения, что позволило перевести его из среднего по запасам в разряд крупных. В Зырянском районе в ходе этих работ было открыто одно из крупнейших полиметаллических месторождений – Малеевское. Вскоре благодаря проведённым исследованиям открыты новые месторождения с промышленными запасами полиметаллических руд, в их числе – Захаровское (1976 г.), Юбилейное (1977 г.) и ряд других. За вклад в расширение минерально-сырьевой базы Рудного Алтая Давид Иосифович Горжевский удостоен Государственной премии СССР.

Важным этапом работы Давида Иосифовича и созданного им в ЦНИГРИ научного коллектива стали многолетние (1971–1984 гг.) и разно-

сторонние исследования на крупнейшем в мире Холоднинском свинцово-цинковом месторождении в Бурятии. Результаты этих работ явились обоснованием для подсчёта запасов месторождения.

В числе работ Д. И. Горжевского и его соратников в ЦНИГРИ следует назвать также изучение стратиформных свинцово-цинковых месторождений с выявлением закономерностей локализации свинцово-цинковых руд в карбонатных породах. В последние годы Д. И. Горжевский занимался вопросом связи стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах с нефтепродуцирующими и галогенными толщами.

Сотрудники ЦНИГРИ, в том числе ученики профессора Давида Иосифовича Горжевского, отмечают его замечательные человеческие качества, педагогический дар. Он всегда щедро делил-

ся своими знаниями с молодыми сотрудниками и помогал их научному росту. Среди его многочисленных учеников 15 кандидатов и 4 доктора геолого-минералогических наук.

Давид Иосифович был прекрасным интеллигентным человеком, обладал удивительно оптимистическим восприятием жизни, что помогало ему преодолевать многочисленные трудности. Он был человеком широких интересов: литература, путешествия, общение с друзьями – его увлечения. Кроме того, Д. И. Горжевский был очень организованным и целеустремлённым человеком, что служило примером для молодых геологов.

В год 110-летия со дня рождения Давида Иосифовича Горжевского в нашем институте ведётся подготовка книги о его жизни и работе, о роли научной школы, созданной им в ЦНИГРИ.

Редколлегия журнала «Отечественная геология»

