ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 5 / 2019

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

Главные редакторы: С.А.Аксенов А.И.Иванов

Н.В.Милетенко (зам. главного редактора), Т.М.Папеско (зам. главного редактора), А.И.Черных (зам. главного редактора)

Е.М.Аксенов, А.И.Варламов, С.С.Вартанян, А.И.Жамойда, А.А.Кременецкий, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев, Н.В.Межеловский, И.Ф.Мигачев, А.Ю.Розанов, Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов, В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов



МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Иванов А.И., Черных А.И.

Иванов А.И., Черных А.И.		Кориневский В.Г., Кориневский Е.В.		
Особенности проведения геологоразведочных ра-		Металлические микросферулы в трахибазальтах		
бот на рудное золото по заявительному принципу		Южного Урала	66	
в условиях сложных горно-таежных ландшафтов	3			
		Петроченков Д.А., Радько В.А., Барабошкин Е.Ю.		
Звездов В.С.		Верхнемеловые коллекционно-поделочные аммо-		
Обстановки формирования крупных и сверхкруп-		ниты севера Красноярского края	76	
ных медно-порфировых месторождений	16			
Лихачев А.П.		ТЕХНОЛОГИИ ОБОГАЩЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО		
Специфические особенности норильских рудо-		СЫРЬЯ		
носных интрузий, их природа и определяющее				
значение в открытии Pt-Cu-Ni месторождений	36	Магомедов Д.Р., Койжанова А.К., Ерденова М.Б., Абдылдаев Н.Н.		
Пенделяк Р.Н., Морозов А.В., Могутова В.А.		Извлечение золота из сульфидных руд и концен-		
Геологическое строение трубки им. В.Гриба и её		тратов обогащения	85	
индикаторные особенности в геофизических полях	53			
		ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ		
Крашенинин В.Ф.				
Особенности генезиса русловых месторождений		75-летие Фаррахова Евгения Гатовича	93	
строительных песков Тарского Иртышья (на при-		Памяти Виктора Борисовича Чекваидзе	94	
мере Нерпинского месторождения	60	Памяти Василия Александровича Прокина	95	

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,

ГЕОХИМИЯ

Информация о конференциях ФГБУ «ЦНИГРИ»... 92,96

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

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования науки Российской Федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»

Подписано в печать 16.10.2019 Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1 Телефон: (495) 315-28-47. Факс: (495) 315-43-47. E-mail: ogeo@tsnigri.ru Сайт: http://tsnigri.ru/o_geology

Сайт электронной библиотеки: http://elibrary.ru

Типография ФГБУ «ЦНИГРИ»

DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10035

УДК 550.8121:553.411 © А.И.Иванов, А.И.Черных, 2019

Особенности проведения геологоразведочных работ на рудное золото по заявительному принципу в условиях сложных горно-таёжных ландшафтов

А.И.ИВАНОВ, А.И.ЧЕРНЫХ (Федеральное государственное бюджетное учреждение Центральный научноисследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Рассмотрены основные проблемы поисков золоторудных месторождений по «заявительному принципу» на площадях с прогнозными ресурсами категории Р₃ или при отсутствии прогнозных ресурсов. Рассмотрены особенности работ в условиях сложных горно-таёжных ландшафтов, риски получения отрицательных результатов и рекомендации по эффективному проведению поисковых работ.

Ключевые слова: «заявительный принцип» лицензирования, сложные горно-таёжные ландшафты, перекрытые месторождения, многолетняя мерзлота, риски, рекомендации.

Иванов Анатолий Иннокентьевич доктор геолого-минералогических наук

кандидат геолого-минералогических наук

Черных Александр Иванович

a.ivanov@tsnigri



chernykh@tsnigri

Features of claim-based ore gold prospecting in complex mountain and taiga landscape conditions

A.I.IVANOV, A.I.CHERNYKH (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

Main problems of «claim-based» gold deposit prospecting within areas containing undiscovered resources or resource-free areas are discussed. Features of negative results risks and recommendations for efficient prospecting are reviewed.

Key words: «claim-based» licensing, complex mountain and taiga landscapes, concealed deposits, permafrost, risks, recommendations.

Заявительный принцип лицензирования площадей для геологического изучения, введённый в 2014 г., позволил многим компаниям, не имеющим достаточного опыта проведения геологоразведочных работ (ГРР), получить лицензии на геологическое изучение. Всего, включая 2018 г., по заявительному принципу выдано 1943 лицензии (41% из них в 2018 г.). Планируемые ассигнования на геологоразведочные работы, согласно рассмотренным ФКГУ Росгеолэкспертиза проектам, составляют 65,4 млрд. руб. Большая часть лицензий - на поиски и оценку россыпных месторождений золота. Несколько меньше – на рудное золото (рис. 1). Для оценки динамики этого процесса в 2019 г. (большая часть заявок пока находится на рассмотрении) проведено сравнение количества поданных заявок за первое полугодие 2019 г. с таковым за первое полугодие 2018 г.

Из представленной таблицы отчётливо видно, что количество заявок на рудное золото в 2019 г. возросло более чем в два раза по сравнению с 2018 г., и, соответственно, возрастёт количество выданных лицензий.

Почти все лицензии на рудное золото получены на участки, где или совсем отсутствовала оценка прогнозных ресурсов, или имелись прогнозные ресурсы категории P_3 , предполагающие лишь потенциальную возможность выявления месторождений. Поэтому с учётом значительной площади участков (до 100 км²) перед недропользователями в большинстве случаев стоит достаточно непростая задача – за короткий срок (5–7 лет) на слабоизученной территории локализовать и изучить рудоносные структуры, выявить в их пределах рудные тела (рудные зоны), провести оценочные работы с составлением технико-экономического обо-снования кондиций и подсчётом запасов.



Рис. 1. Динамика количества выданных лицензий на право пользования недрами по «заявительному принципу»

Соотношение количества заявок на пользование недрами по «заявительному принципу» за первое полугодие 2018 и 2019 гг.

	Первое полугодие 2018 г.	Первое полугодие 2019 г.	Первое полугодие 2018 г.	Первое полугодие 2019 г.
Золото россыпное	496	1100	75,6	77,8
Золото рудное	89	193	13,6	13,7
Другие благородные металлы	4	18	0,6	1,3
Неметаллические ПИ	38	42	5,8	3,0
Уголь и горючие сланцы	0	1	0,0	0,1
Цветные металлы	13	22	2,0	1,6
Алмазы	3	18	0,5	1,3
Чёрные металлы	6	14	0,9	1,0
Прочие	7	5	1,1	0,4
Всего	656	1413		

Следует отметить, что в золотоносных регионах практически не осталось площадей с благоприятными ландшафтными условиями, на которых перспективные локальные участки и минерализованные зоны могли быть выявлены «лёгкими» методами – при проведении геологических маршрутов (гидротермально-метасоматические процессы, рудные свалы и др.) и(или) в результате проведения стандартного литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) или первичным ореолам (ПО). Заверка таких геохимических аномалий или рудоносных пород и зон, обнаруженных в геологических маршрутах, горно-буровыми работами и приводила ранее к выявлению месторождений рудного золота.



Рис. 2. Перекрытие значительной части площади и, соответственно, рудоносных структур чехлом значительной мощности дальнеприносных отложений (Байкало-Патомская металлогеническая провинция):

А – космоснимок бассейна p. Маракан (видна россыпь p. Маракан и месторождение Ожерелье): зелёные и коричневые цвета – залесённые и мохово-гумусовые участки с развитием многолетней мерзлоты; Б – типичный вид мохово-гумусовых склонов

Как правило, жилы, жильно-прожилковые зоны, зоны и залежи прожилково-вкрапленной или вкрапленной золотой минерализации контролируются метасоматитами березит-лиственитового или кварц-серицитового типов. Такие метасоматиты более подвержены выветриванию по сравнению с неизменёнными породами, а рудоносные структуры часто образуют относительно отрицательные формы рельефа. Соответственно, они характеризуются повышенной задернованностью, относительно увеличенной мощностью перекрывающих коренные породы рыхлых отложений (в том числе дальнеприносных делювиальных и делювиально-солифлюкционных), часто развитием многолетней мерзлоты.

Именно такие участки с неблагоприятными для проведения поисковых работ ландшафтными условиями в большинстве своём подверглись лицензированию на поиски и оценку рудного золота по заявительному принципу. В связи с этим недропользователям для максимального снижения рисков неполучения положительных результатов (выявления месторождений) важно учитывать особенности проведения ГРР в сложных ландшафтных условиях на всех стадиях этого процесса от анализа имеющихся геологических, геохимических, геофизических и других материалов предшествующих работ, проведения прогнозных построений при проектировании и определения оптимальной методики проведения работ. Поэтому в связи с вышесказанным при проведении работ по заявительному принципу важно учитывать вероятные сложности и риски при реализации проектов.

Типичные сложности, возникающие при проведении ГРР поисковой стадии. Перекрытие существенной части площади и, соответственно, рудоносных структур чехлом значительной мощности делювиальных, в том числе курумниковых, или делювиальносолифлюкционных отложений (зачастую с верхним многолетнемёрзлым мохово-гумусовым слоем), образований кор выветривания. В долинах водотоков – перекрытие аллювиальных отложений ближнего сноса дальнеприносными (ледниковыми или подобными) отложениями.

В таких условиях часто малоинформативны стандартные «простые» методы поисков – геологические маршруты, литохимическое опробование по ВОР (при стандартной глубине отбора в 30 см) и потокам рассеяния (ПР), рядовое шлиховое опробование из водотоков и мелких горных выработок.

В подобных условиях в геологическом маршруте геолог либо может наблюдать только дальнеприносные отложения, перекрывающие информативный слой делювия (см. рисунки 2–6), либо просто не может «добраться» до каменного материала из-за развития многолетней мерзлоты и мохово-гумусового слоя (см. рисунки 7–9). В связи с чем нет возможности не только выявить рудные



Рис. 3. Перекрытие рудной зоны (рыжий цвет в полотне канавы) и рудного делювия (рыжий цвет) несколькими слоями дальнеприносных делювиально-солифлюкционных отложений



Рис. 4. Перекрытие значительной части площади и, соответственно, рудоносных структур чехлом значительной мощности дальнеприносных курумниковых отложений:

А – космоснимок междучечья Малой Конкудеры и Икибзяка (Байкало-Патомская металлогеническая провинция): светлый фототон – открытые курумники, зелёный – залесённые курумники и задернованные залесённые склоны; Б – вид курумниковых склонов (видны курумовые «реки»); В – условия проходки канав в курумниках обломки, но и откартировать гидротермально-метасоматические процессы, являющиеся одним из основных поисковых признаков [1, 2].

Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния, соответственно, также может производиться либо только из верхнего слоя дальнеприносных отложений, либо из гумуса. В обоих случаях аномалии или не устанавливаются, или выявляются ложные аномалии, заверка эпицентров которых горными выработками не рациональна.

Литохимическое опробование по первичным ореолам и шлиховое опробование водотоков в случае перекрытия информативного аллювия дальнеприносными отложениями большой мощности (рис. 10) и формирования современных аллювиальных отложений при их перемыве также не могут дать объективной информации о рудоносности их бассейнов.

Таким образом, стандартные методы поисков в подобных условиях неинформативны и не приводят к выявлению поисковых признаков оруденения. На этом основании перспективные площади могут отбраковываться на стадии прогнозирования, если не анализируется достоверность ранее проведённых ГРР с учётом ландшафтных условий пробоотбора. Соответственно, при анализе геологических, геохимических, шлиховых данных предшествующих ГРР необходимо это учитывать, и прогнозирование потенциальных золоторудных объектов в условиях «закрытых» ландшафтов должно основываться в большей мере не столько на поисковых признаках, сколько на рудоконтролирующих факторах с целью выделения потенциальных золотоносных структур и возможных участков локализации оруденения в их пределах.

Это должно учитываться и при проектировании геологоразведочных работ – на таких территориях на первой стадии работ должны выявляться и изучаться именно рудоконтролирующие структуры комплексом методов, позволяющим выявить поисковые признаки для их локализации [1–3].

Примеры подобных случаев ранее приводились авторами данной статьи для Мараканского, Светловского, Аройского рудных полей, Додыхтинско-Икибзякского рудного узла [1–3]. В пределах этих территорий неоднократно проводились поисковые работы с целью выявления источников россыпных месторождений золота. Однако на склонах и водоразделах золотоносных долин предшествующими ГРР поисковые признаки коренного оруденения либо не были выявлены совсем, либо в силу своей слабой контрастности и нелокализованности свидетельствовали о низкой перспективности территории. Лишь после проведения прогнозирования скрытых и перекрытых коренных месторождений с выделением



Рис. 5. Типичный разрез курумниковых отложений (см. рис. 4):

под верхним слоем крупноглыбового дальнеприносного курумника залегает ещё один слой дальнеприносного мелкоглыбового курумника («сыпун» – окатанные при делювиальном сносе обломки без глиняного связующего)



Рис. 6. Перекрытие значительной части площади и, соответственно, рудоносных структур чехлом значительной мощности дальнеприносных курумниковых отложений (Аройское рудное поле, Восточный Саян):

А – проходка бульдозерных канав для вскрытия делювия ближнего сноса (видны крупноглыбовые курумовые «реки»); Б – выявление рудных обломков (в руках геологов) в делювии ближнего сноса после снятия бульдозером верхнего слоя дальнеприносного делювия; В – перекрытие рудного делювия (рыжий цвет) дальнеприносными курумниковыми отложениями (бульдозером снят верхний слой крупноглыбового курумника)

потенциально-рудоносных структур на основе анализа всего комплекса материалов с учётом реальных ландшафтных обстановок и проведения поисковых работ с использованием специально разработанной методики поисков удалось выявить золоторудные объекты [1–3, 8].

Такие ландшафты, кроме Иркутской области и Красноярского края, характерны для большей части Дальневосточного федерального округа. На рисунках 11–15 приведены примеры подобных площадей по Амурской, Магаданской областям, Республике Бурятия, Забайкальскому краю, Чукотскому АО.

Отсутствие прямых геофизических признаков оруденения для локализации большинства месторождений рудного золота. Геофизические методы исследований имеют большое значение при проведении поисковых работ на рудное золото. Однако, за редким исключением (для некоторых скарновых месторождений), они не являются прямыми методами поисков. Геофизические методы в качестве составляющих общего комплекса методов исследований наряду с геологическими, геохимическими, дистанционными используются для расшифровки общей геологической структуры, выделения рудоконтролирующих структур, зон и областей гидротермально-метасоматической переработки пород и др. Именно комплексный анализ всей информации, включая геофизические данные, позволяет в той или иной степени локализовать перспективные участки для концентрации поисковых работ в их пределах.

Слабая информативность дистанционных методов. Материалы дистанционных методов исследования, включающие, прежде всего, космические снимки (в том числе спектрозональные), аэрофотоснимки различных масштабов, являются очень важной частью комплекса данных для составления геологических карт, уточнения и выделения элементов структуры (складки, разломы, зоны складчато-разрывных деформаций, участки проявления купольных деформаций и др.), в том числе рудоконтролирующих. В условиях хорошей обнажённости (обычно на территориях с резко расчленённым рельефом) могут выделяться зоны и области метасоматической переработки пород как по цветовой гамме, так и путём обработки спектрозональных снимков по соответствующим компьютерным программам.

В мировой практике возрастает роль дистанционного гиперспектрального зондирования по данным спутниковых и аэровоздушных мультиспектральных датчиков (Landsat, ASTER, ALI, SPOT и др.). С использованием соответствующих программных продуктов устанавливаются площади развития минеральных комплексов, характерных для определённых типов пород и метасоматитов.

К сожалению, использование этих методов эффективно только в районах с достаточной обнажённостью, а в сложных горно-таёжных ландшафтах в условиях залесённости, задернованности, повышенной мощности



распространение многолетнемёрзлых пород: 1 – сплошное, 2 – прерывистое, 3 – массивно-островное, 4 – островное и редкоостровное, 5 – реликтовая мерзлота, 6 – мерзлота отсутствует; 7 – океаны и внутренние моря; 8 – внутренние озёра; 9 – ледники; 10 – государственная граница России



Рис. 8. Космоснимок северной части Светловского рудного поля (Байкало-Патомская металлогеническая провинция):

зелёные и коричневые цвета – мохово-гумусовые многолетнемёрзлые склоны



Рис. 9. Мохово-гумусовые многолетнемёрзлые склоны на рудной зоне Северная (см. рис. 8): оттайка делювия после снятия бульдозером мохово-гумусового многолетнемёрзлого слоя



Рис. 10. Перекрытие аллювиальных отложений ближнего сноса дальнеприносными отложениями (Бодайбинский рудный район)

перекрывающих рыхлых отложений возможности всех дистанционных методов ограничены.

Типичные риски, которые могут привести к отрицательному результату. При проведении поисковых работ на участках со сложными горно-таёжными условиями, где прогнозные ресурсы рудного золота отсутствуют или имеются ресурсы только категории P₃, возникает несколько групп рисков, основными из которых являются: объективные, методические, финансовые и организационные.

Объективные:

• низкая статистическая вероятность выявления промышленного объекта на участках с прогнозными ресурсами категории Р₃ (или без ресурсов). Так, по результатам статистической обработки данных поисковых работ за средства федерального бюджета за период 2002–2017 гг., проведённой ЦНИГРИ [5, 6], только на 16% объектов с прогнозными ресурсами категории Р₃ были выявлены потенциальные месторождения на начальной стадии поисковых работ после их проведения. Причём следует иметь ввиду, что эти работы проводились на лучших участках, подготовленных до 1992 г. В мире, как известно, только 2–4% «зелёных» участков (аналогично российским участкам с прогнозными ресурсами категории Р₃) в результате ГРР «превращаются» в месторождения;

• в связи с тем, что многие площади для лицензирования по «заявительному принципу» выделяются в бассейнах водотоков с россыпными месторождениями золота без иных значимых поисковых признаков, необходимо иметь ввиду, что источником россыпей золота часто являются жильно-прожилковые зоны, жилы или тела иной морфологии с низкой золотоносностью, в следствие чего промышленные рудные месторождения могут отсутствовать (рис. 16).

Методические:

 применение в сложных ландшафтных условиях «простых» неэффективных методов поисков не позволяет локализовать рудоносные структуры [1–3, 8];

• использование недостаточно достоверного опробования при изучении рудных зон и тел на объектах с крупным золотом может привести к недооценке потенциала месторождения [2–4].

Финансовые и организационные:

• непрерывное возрастание стоимости подготовки прогнозных ресурсов высоких категорий и промышленных запасов [5–7];

• перекрытие рудоносных структур рыхлыми отложениями значительной мощности требует применения значительных объёмов «тяжёлых» методов поисков (см. рисунки 3, 5, 6), что не только приводит к удорожанию работ, но и удлинению сроков выявления этих структур и их изучения.

Рекомендации по проведению геологоразведочных работ на начальных стадиях поисковых работ.



Рис. 11. Типовые ландшафтные условия золотороссыпных узлов Амурской области (космоснимок) видны отрабатывающиеся и разведанные россыпи золота:

зелёные и коричневые цвета – залесённые и мохово-гумусовые участки с развитием многолетней мерзлоты

На любом участке работ, где не известно положение рудоносных структур и рудных зон и тел в их пределах, главной задачей на первом этапе является их локализация для дальнейшего планомерного изучения. Причём, и это очень важно, локализовать рудные объекты желательно с минимальными затратами времени, так как сроки действия лицензий на геологическое изучение ограничены и составляют 5–7 лет. Кроме того, необходимо минимизировать и финансовые затраты. Для этого рекомендуется особое внимание уделить ряду моментов:

Проектирование. На основе анализа всех геологических, геохимических, геофизических и дистанционных материалов по участку работ и сопредельным территориям необходимо:

 определить вероятные геолого-промышленные и формационные типы оруденения с целью выбора объекта-аналога, составления прогнозно-поисковой модели вероятного месторождения и определения прогнознопоискового комплекса;

• проведение прогнозных построений для выделения рудоносных структур и более локальных участков их пределах для концентрации работ [1–3, 7];

• составление карт условий ведения поисков с предварительной дифференциацией территории по особенностям применения тех конкретных геологических, геохимических и геофизических методов.

Полевые работы первого этапа. В процессе выполнения полевых работ должны проводиться в определённой последовательности:

 проведение опытно-методических работ по адаптации прогнозно-поискового комплекса к конкретным ландшафтным условиям – проходка специальных горных выработок (шурфов, канав) или скважин для определения мощности и состава перекрывающих отложений, положения информативного слоя [1–3] в делювиально-элювиальных и делювиально-солифлюкционных отложениях; определение достоверных с точки зрения надёжности выявления аномалий способов и глубины геохимического и шлихового опробования; определение возможной информативности геологических маршрутов в тех или иных ландшафтных условиях с целью их локализации в благоприятных с этой точки зрения частях участков работ;

• концентрирование всех видов исследований с целью локализации золотоносных структур, их дальнейшее изучение горно-буровыми работами;

• мониторинг выполняемых ГРР, своевременное определение необходимости корректировки их методики и направления.



Рис. 12. Типовые ландшафтные условия золотороссыпных узлов Магаданской области (космоснимок):

видны отрабатывающиеся и разведанные россыпи золота; зелёные и коричневые цвета — залесённые и мохово-гумусовые участки с развитием многолетней мерзлоты, светлый фототон — курумниковые склоны и водоразделы



Рис. 13. Типовые ландшафтные условия золотороссыпных узлов республики Бурятия (космоснимок):

видны отрабатывающиеся россыпи золота; зелёные цвета – залесённые и задернованные участки, светлый фототон – курумниковые склоны и водоразделы



Рис. 14. Типовые ландшафтные условия золотороссыпных узлов Забайкальского края (космоснимок):

видны отрабатывающиеся россыпи золота; зелёные и коричневые цвета – залесённые и мохово-гумусовые участки с развитием многолетней мерзлоты, светлый фототон – курумниковые склоны и водоразделы



Рис. 15. Типовые ландшафтные условия золотороссыпных узлов Чукотского АО (космоснимок):

видны отрабатывающиеся и отработанные россыпи золота; зелёные и белесые цвета — мохово-гумусовые участки с развитием многолетней мерзлоты, светлый фототон — курумниковые склоны и водоразделы



Рис. 16. Примеры россыпеобразующих слабозолотоносных кварцево-жильных зон в делювии (А) и коренном залегании (Б), Байкало-Патомская металлогеническая провинция

В заключение следует отметить, что при планировании геологоразведочных работ на участках, полученных по заявительному принципу, на территориях с преобладанием горно-таёжных ландшафтов необходимо учитывать сложности их проведения для снижения вероятности получения отрицательного результата и минимизации финансовых затрат. Соответственно, учитывать существующие риски как объективные геологического плана (отсутствие на площади участков промышленных объектов), так и финансовые, и организационные.

Для уменьшения методических рисков при производстве геологоразведочных работ на участках с преобладанием сложных горно-таёжных ландшафтов очень важно на стадии проектирования выполнить анализ информативности ранее проведённых геологических маршрутов, геохимических и шлиховых поисков с выделением частей поисковых участков, где этими методами получить достоверные данные не представлялось возможным. И это необходимо учитывать при прогнозировании рудоносных структур с целью концентрации работ в их пределах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 17–23.

- Иванов А.И. Опыт прогнозирования, поисков и оценки новых золоторудных месторождений в Бодайбинском районе // Отечественная геология. 2008. № 6. С. 11–16.
- 3. *Иванов А.И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
- Иванов А.И., Агеев Ю.Л., Конкин В.Д. К оценке достоверности бороздового опробования жильно-прожилковых рудных зон с крупным золотом на примере Светловского рудного поля (Бодайбинский рудный район) // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 81–89.
- 5. Иванов А.И., Черных А.И., Вартанян С.С. Состояние, перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы золота в Российской Федерации. // Отечественная геология. 2018. № 1. С. 18–28.
- Иванов А.И., Черных А.И., Вартанян С.С. Состояние и перспективы развития минерально-сырьевой базы золота в Российской Федерации // Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов: Смирновский сборник, 2018. – М., 2018. С. 10–29.
- Иванов А.И., Черных А.И. Геологоразведочные работы на рудное золото по заявительному принципу – сложности, риски и направления действий // Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов IX научно-практической конференции. – М., 2019. С. 100–101.
- Особенности поисков золоторудных месторождений в районах развития делювиальных курумовых развалов / А.И.Иванов, В.Д.Конкин, Ю.Л.Агеев, В.Г.Молочный // Отечественная геология. № 6. 2017. С. 14–24.

УДК 553.43'536 © В.С.Звездов, 2019

Обстановки формирования крупных и сверхкрупных медно-порфировых месторождений

В.С.ЗВЕЗДОВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение Центральный научноисследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ «ЦНИГРИ»); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Рассмотрены обстановки формирования и критерии прогноза крупных и сверхкрупных меднопорфировых месторождений. Показано, что для возникновения таких объектов необходимо сочетание специфических геодинамических, структурно-петрофизических, геохимических и иных условий. Наиболее перспективны для поисков крупных месторождений сегменты вулкано-плутонических поясов, на начальных этапах развития которых превалировали режимы интенсивного коллизионного сжатия с перерывом в вулканизме, приводившие к возникновению неглубоко залегающих мощных флюидонасыщенных магматических очагов, «питавших» гипабиссальные и субвулканические рудоносные порфировые интрузивы. Необходимым условием для рудонакопления в значительных масштабах являются благоприятные структурно-петрофизические обстановки, в частности анизотропия интрузивной рамы, приводившая к появлению «структурных ловушек» при разрядке тектонических напряжений, и наличие малопроницаемых экранирующих толщ, способствовавших образованию флюидных плюмов и рудоконцентрации. Определённую роль в формировании крупных месторождений играли также геохимические барьеры, вызывавшие разгрузку гидротермальных растворов, и рудоносность субстрата вулкано-плутонических поясов – древние геохимические ореолы и месторождения различной рудно-формационной принадлежности, подвергавшиеся регенерации в тепловом поле интрузивов с переотложением рудного вещества активизированными метеорными водами на верхних уровнях систем.

Приведённые в статье материалы могут быть использованы для совершенствования геолого-генетических моделей рудно-магматических систем порфирового типа и построенных с их учётом прогнозно-поисковых моделей медно-порфировых рудных полей и месторождений, являющихся основой для проведения поисковых работ.

Ключевые слова: медно-порфировые месторождения, рудно-магматические системы, геодинамические и структурно-петрофизические обстановки, порфировые интрузивы, штокверки, прогноз и поиски.

Звездов Вадим Станиславович кандидат геолого-минералогических наук



metallogeny@tsnigri.ru

Major and giant porphyry copper deposit formation environments

V.S.ZVEZDOV (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

Major and giant porphyry copper deposit formation environments and forecasting criteria are discussed. It is shown that formation of such deposits requires a combination of specific geodynamic, structural-petrophysical, geochemical and other conditions. Volcanoplutonic belt segments are most prospective for major deposit prospecting; their initial evolution stages were dominated by intense collisional compression regimes involving a break in volcanism which led to generation of shallow strong fluid-saturated magmatic chambers that «fed» hypabyssal and subvolcanic ore-bearing porphyry intrusives.These regimes led to formation of shallow strong fluid-saturated magmatic chambers «feeding» hypabyssal and subvolcanic ore-bearing porphyry intrusives. Large-scale ore accumulation depends on favorable structural-petrophysical environments, particularly intrusive enclosing rock anisotropy which resulted in «stratigraphic trap» generation in tectonic stress release, and poorly permeable screening strata helping to form fluid plumes and concentrate ore. Other factors also played a certain role in major deposit formation such as geochemical barriers releasing hydrothermal solutions, and ore potential of volcanoplutonic belt substrate (old geochemical haloes and deposits of various ore formation types that were regenerated in intrusive thermal field involving ore matter redeposition by activated meteoric water at the upper levels of systems.

The materials provided in the paper can be used to improve geological and genetic models of porphyry-type ore-magmatic systems and forecasting-prospecting porphyry copper ore field and deposit models which form the basis for prospecting.

Key words: porphyry copper deposits, ore-magmatic system, geodynamic and structural-petrophysical environments, porphyry intrusives, stockworks, forecasting and prospecting.

Месторождения медно-порфирового семейства являются ведущими в мире как по запасам, так и по добыче Си и Мо, а также сопутствующих Au, Ag, Re. Среди них известно наибольшее количество гигантских и супергигантских объектов. Промышленное освоение месторождений данного типа требует значительных инвестиций из-за больших запасов руды (сотни миллионовмиллиарды т) при сравнительно невысоких содержаниях металлов. Поэтому поискам крупных объектов, отработка которых была бы экономически целесообразна, всегда уделялось особое внимание. В России за постсоветский период разведаны и поставлены на государственный баланс шесть месторождений меднопорфирового типа, из которых Песчанка, Малмыжское и Ак-Сугское могут быть отнесены к классу крупных. Тем не менее проблема актуальна и в настоящее время, поскольку основными перспективами для обнаружения новых объектов обладают недостаточно экономически развитые регионы Дальневосточного ФО. Одним из направлений её решения является совершенствование геолого-генетических основ прогнозирования, с учётом которых построены прогнозно-поисковые модели рудных районов и полей, с целью модернизации методов и технологий прогноза, поисков и оценки месторождений и, прежде всего, скрытых, то есть не выходящих на дневную поверхность.

Разработки в этом направлении проводились как в СССР и России, так и за рубежом. Проблеме были посвящены монографии и статьи отечественных исследователей [2, 4, 12, 13, 15 и др.], специализированные выпуски журнала «Economic Geology» в 2005 г. и 2010 г., материалы USGS [29, 35 и др.]. В них рассмотрены геодинамические обстановки формирования медно-порфировых месторождений, в том числе крупных и сверхкрупных, частота встречаемости объектов различного ранга (по запасам и содержаниям) в мире в целом, по отдельным металлогеническим провинциям и эпохам, пространственные и генетические связи с месторождениями других формационных типов, термодинамические и физико-химические условия рудообразования, возможные источники гидротермальных растворов и металлов и другие вопросы, связанные с происхождением объектов рассматриваемого типа и принципами их прогноза, поисков и оценки.

Мировая практика геологоразведочных работ последних десятилетий в странах Южной Америки (Чили, Перу, Аргентина, Боливия), Европы (Венгрия, Сербия, Болгария), Азии (Узбекистан, Турция), юго-восточной Азии (Филиппины, Папуа – Новая Гвинея, Индонезия) свидетельствует о генетической связи медно-порфировых месторождений с эпитермальными золоторудными и золото-серебряными. В вулкано-плутонических поясах (ВПП) эти объекты нередко сопряжены в рудно-магматических системах (РМС), часто называемых «порфировыми» или «порфирово-эпитермальными». Меднопорфировые месторождения локализованы во внутрен-

них частях РМС - в эндо-экзоконтактовых зонах гипабиссальных и субвулканических порфировых интрузивов (штоков, даек) или брекчиевых трубках завершающих фаз продуктивных плутоногенных формаций, которые являются апофизами находящихся на глубине крупных массивов. В верхних периферийных частях таких систем, обычно в аргилизированных комагматичных вулканитах, при малом или умеренном уровнях эрозии нередко отмечаются эпитермальные золоторудные (с медью) жильные и стратоидные месторождения HS типа и золото-серебряные, преимущественно жильные, месторождения IS типа¹. Во фланговых зонах, в фанеритовых интрузивах основных фаз рудоносных формаций или вулканитах, присутствуют мезотермальные золото-полисульфидные жильные месторождения, а при наличии карбонатных толщ - проксимальные Аu-Cuи реже дистальные Pb-Zn-скарновые объекты.

Эпитермальные месторождения и проявления золота и серебра упомянутых типов являются ведущими поисковыми признаками медно-порфировых объектов на глубине. По мнению Д.Кука, П.Холлингса, Г.Корбе, Т.Лича, Р.Силлитоу, Дж.Уолша, Дж.Хеденквиста, М.Эйнауди и др., источником рудного вещества для тех и других служат единые магматические очаги, продуцирующие рудоносные интрузивные и вулканогенные формации, а отмеченная минеральная зональность порфировых РМС обусловлена, прежде всего, термодинамическими и физико-химическими условиями газоотделения в «материнских» плутонах (промежуточных магматических очагах) и их апофизах (порфировых штоках), а также составом вмещающих пород.

В общем виде эволюция металлоносного магматического флюида, отделяющегося от остывающего и кристаллизующегося расплава, описана Р.Силлитоу [34]. В интервале температур 650°-350°С происходит разделение этого флюида на две фазы - сверхсолёный раствор (рассол до 60-70 вес.% NaCl эквивалента), обогащённый Си, и низко концентрированный пар с Аи, Аg. Первый в силу повышенной плотности остаётся в апикальных частях кристаллизующегося интрузива и близ него, вызывая высокотемпературные К-кремниевые (биотит-калишпатовые, биотитовые) изменения (на флангах пропилитовые) и отложение штокверковых медно-порфировых руд. Второй при превышении гидростатического давления над литостатическим поднимается в верхние части систем, где, конденсируясь и смешиваясь с метеорными водами, участвует в эпитермальном рудообразовании. Здесь в зависимости от кислотного потенциала растворов (степени окисления серы – SO₂ или H₂S), который во многом зависит от доли участия метеорных вод, в «пульсационных»

¹В принятой западными геологами типизации эпитермальных золоторудных месторождений в зависимости от кислотного потенциала рудообразующих растворов: HS – высокой, IS – средней и LS – низкой сульфидизации.

режимах, подобных режимам функционирования современных высокотемпературных геотермальных резервуаров, формируются золоторудные (с медью) жильные и стратоидные месторождения HS типа (в алунитсодержащих аргиллизитах), золото-серебряные, преимущественно жильные, месторождения LS типа (в адулярсерицитовых метасоматитах) либо объекты «переходного» IS типа.

На более глубинных уровнях РМС при T <350°C возникает однофазная жидкость низкой-умеренной солёности, многооборотная циркуляция которой (с участием метеорной составляющей) вызывает серицит-хлоритовые и серицитовые изменения с отложением существенно пиритовых прожилково-вкрапленных, реже жильных полиметаллических руд. Образуется филлизитовая зона, наложенная на более ранние метасоматиты и руды, а в периферийных зонах – низкотемпературная пропилитовая с рассеянной пиритизацией. Возникают обширные «пиритовые ореолы», являющиеся одним из ведущих поисковых признаков меднопорфировых месторождений. Характерные для филлизитовой зоны стержневые кварц-серицит-пиритовые жилы могут фиксировать переходную зону (с вертикальным размахом до сотен метров) между центральными частями систем с медно-порфировым оруденением и их верхними зонами с эпитермальными золоторудными месторождениями в основном HS типа.

Однако примеров рудообразующих систем, «результирующая» зональность которых полностью соответствовала бы приведённой схеме плотностной сепарации рудоносных растворов, в природе практически нет. Публикации по зарубежным РМС с медно-порфировыми и сопряжёнными с ними (в объёме единых систем) эпитермальными месторождениями и проявлениями золота и серебра, такими как Алмалыкская (Узбекистан), Лепанто (Филиппины), Андаколло, Рефуждио, Потрериллос (Чили), Янакоча (Перу), Речк (Венгрия) и др., свидетельствуют о том, что благороднометалльная минерализация, как правило, локализована в верхних периферийных, а не в осевых частях систем. Для большинства изученных «порфировых» РМС северо-восточных вулкано-плутонических поясов России (Бургачанской, Кавральянской, Танюрер-Канчалинской в Охотско-Чукотском поясе, Центрально-Камчатской, Малетойваямской в Корякско-Центрально-Камчатском, Покровской в Умлекано-Огоджинском, Многовершинной, Уктурской в Восточно-Сихотэ-Алинском и др.) также установлена латеральная рудно-формационная зональность [6, 7]. Более того, для РМС, вмещающих крупные и сверхкрупные медно-порфировые месторождения, присутствие в верхних близповерхностных зонах аргиллизации Au-(Cu) и Au-Ag месторождений вообще не характерно. Практически все гигантские и супергигантские Аи-Мо-Си- и Аи-Си-порфировые месторождения ВПП Тихоокеанского кольца (Чукикамата, Эль Теньенте, Рио Бланко-Лос Бронсес, Ла Эскондида

в Чили; Пеббл и др. в США; Ла Гранья, Куахоне в Перу, Грасберг в Индонезии, Фрида Ривер, Ок Теди в Папуа – Новая Гвинея и др.) обладают мощными безрудными аргиллизитовыми «шляпами» при повышенных содержаниях золота в собственно порфировых рудах. Исключение – сравнительно недавно открытое месторождение Уйфу-Голпу (Папуа – Новая Гвинея), на котором зоны золоторудной минерализации HS и IS типов расположены непосредственно над Au-Cu-порфировым штокверком с частичным наложением.

Отмеченные особенности строения РМС, вмещающих крупные и сверхкрупные медно-порфировые объекты, которые должны учитываться при построении их прогнозно-поисковых моделей, обусловлены специфическими геодинамическими обстановками возникновения и становления магматических очагов («материнских» плутонов), структурно-петрофизическими, геохимическими и прочими условиями рудообразования.

Анализ отечественных и зарубежных разработок последних 20 лет, посвящённых генезису медно-порфировых месторождений, показал, что для образования гигантских объектов этого типа необходимо сочетание ряда благоприятных факторов. Среди них:

геодинамические обстановки, при которых возникали мощные, неглубоко залегающие, флюидонасыщенные магматические очаги, «питавшие» гипабиссальные и субвулканические рудоносные порфировые интрузивы (штоки, рои даек, брекчиевые трубки). Такие обстановки характерны для магматических дуг, мигрировавших в направлении ранее существовавших задуговых (тыловых) бассейнов - структур растяжения и осадконакопления. Крупнообъёмные магматические камеры появлялись в тех сегментах дуг, на начальных стадиях эволюции которых господствовал режим интенсивного коллизионного сжатия, подавлявший вулканизм, и контролировались областями сопряжения парных систем глубинных синседиментационных листрических и крутопадающих поперечных трансформных разломов, где при орогенных взбросо-сдвиговых деформациях возникали линейные, глубоко проникающие магмо- и флюидовыводящие каналы;

петрофизическая гетерогенность интрузивной рамы, обусловливавшая региональную анизотропию полей напряжений с возникновением «структурных ловушек» при их разрядке;

наличие малопроницаемых толщ над рудоносными интрузивами, способствовавших образованию флюидных плюмов и накоплению металлов;

присутствие среди вмещающих пород реакционноспособных карбонатных либо богатых железом базитовых комплексов, игравших роль *геохимических барьеров*, которые вызывали разгрузку металлоносных растворов;

рудоносность субстрата ВПП – древние геохимические ореолы и месторождения, подвергавшиеся регенерации в тепловом поле интрузивов с переотложением



Рис. 1. Геотектоническая позиция крупных и сверхкрупных медно-порфировых месторождений Республики Чили:

А – положение раннетриасового-юрского тылового (задугового) бассейна глубоководного осадконакопления (структуры растяжения), на месте которого в эоцен-олигоценовое и миоцен-плиоценовое время сформировались ВПП с крупнейшими в мире месторождениями медно-порфирового типа [23]; Б – приуроченность гигантских месторождений к местам пересечений внутридуговых разломов надвигового типа (изначально листрических) с зонами крупных трансформных разломов, поперечных по отношению к зонам субдукции, в северо-чилийском сегменте Центрально-Андийского ВПП среднеэоценового раннеолигоценового осадконакопления; 2 – линеаменты, отражающие трансформные разломы; 3 – внутридуговые разломы; 4 – медно- порфировые месторождения: *а* – гигантские и *б* – крупные и рядовые



Рис. 2. Сегменты андийских андезитоидных ВПП, сформировавшиеся при пологой субдукции океанических хребтов и плато под континентальную окраину. По работе [19], с изменениями:

основные тектонические элементы строения западной окраины южноамериканского континента и Центральной Америки и положение молодых (<20 млн. лет) Cu-Mo-, Au-Mo-Cu-порфировых и золоторудных месторождений HS типа на территории Чили и Перу (A), Панамы, Колумбии и Эквадора (Б); 1 – континентальная окраина; 2 – асейсмичные океанические хребты Nazca, Juan Fernandes Ridge, Cocos Ridge и др. и плато Inca, субдуцированные под континентальную плиту; 3 – зона субдукции (океанические желоба); 4 – проекция поверхности зоны Беньоффа до глубины 150 км; 5 – системы глубинных разломов; 6 – направления дрейфа литосферных плит; 7 – активные вулканы; 8–10 – крупные и сверхкрупные месторождения: 8 – Cu-Mo- порфировые, 9 – Au-Mo-Cu-порфировые, 10 – Au-(Cu)- и Au-Ag-рудные HS и IS типов

рудного вещества активизированными метеорными водами на верхних уровнях рудогенерирующих систем.

Магматические дуги, «накатывающиеся» (мигрирующие) в направлении ранее существовавших задуговых (тыловых) бассейнов - структур растяжения и осадконакопления, наиболее ярко проявлены в Северной и Южной Америке. Это кордильерские и андийские ВПП, «омолаживающиеся» в направлении вглубь континентов. Для них характерны многократные металлогенические циклы образования порфировых руд. Типичный пример – чилийские Анды, где имеются пять «металлоносных» ВПП и сосредоточены крупнейшие в мире медно-порфировые объекты – Эль Теньенте, Чукикамата, Коллахаузи, Ла Эскондида, Лос Пеламбрес, Рио Бланко-Лос Бронсес, Эль Абра, Эль Сальвадор. Эти пояса эоцен-олигоценового и миоцен-плиоценового возраста сформированы на субстрате раннетриасового-юрского тылового (задугового) бассейна

глубоководного осадконакопления (структуры растяжения), фиксирующегося субмеридиональной полосой распространения морских отложений шириной до 120 км (рис. 1, А). Названные месторождения приурочены к местам *пересечений внутридуговых разломов надвигового типа (изначально листрических) с зонами крупных трансформных разломов, поперечных по отношению к зонам субдукции* (см. рис. 1, Б). В этих областях (в местах перегибов, флексур или пересечения разломов) при разрядке сжимающих тектонических напряжений в результате взбросо-сдвиговых деформаций возникали глубоко проникающие каналы, по которым магматические расплавы и флюиды поднимались в верхнюю часть земной коры.

Мощные флюидонасыщенные магматические очаги на небольших глубинах возникали в режиме интенсивного регионального сжатия, с перерывом в вулканизме, на отдельных участках ВПП Тихоокеанского



Отечественная геология, № 5 / 2019

Рис. З. Сегменты базальтоидных ВПП юго-восточной Азии, сформировавшиеся при пологой субдукции океанических хребтов и плато под островные дуги. По работе [19]. с изменениями: основные тектонические элементы строения территории Индонезии и южных Филиппин (А), Папуа Новой Гвинеи, Ириан Ява и Соломоновых островов (Б), Филиппин (В); покаазано положение субдуцирующих океанических плато Roo, Euripik, Snellius и хребта Scarborough; 1 – зоны глубинных разломов сдвигового типа; 2–3 – крупные и сверхкрупные месторождения: 2 – Аu-Сu-порфировые, 3 – Аu-Ag-рудные LS типа; см. услов. обозн. к рис. 2

кольца – кордильерских (Запад США), андийских (Перу, Чили, Панама) (рис. 2), новогвинейских, индонезийских (рис. 3), а также Тетиса, Монголо-Охотского и других поясов. Об этом свидетельствует анализ геотектонической позиции 42 крупнейших Cu-Mo-, Au-Mo-Си- и Аи-Си-порфировых месторождений мира [19]. Не менее половины из них сосредоточены в сегментах ВПП, на начальных стадиях формирования которых господствовал режим интенсивного коллизионного сжатия при пологой субдукции асейсмичных океанических хребтов и плато под островные дуги и континентальные окраины. Такие условия способствовали утолщению земной коры, выплавлению известковощелочных магм при взаимодействии с астеносферой, насыщению их летучими веществами за счёт субдуцирующих океанических плит, мантийного клина (слэба) и дегидратации металлоносных осадков, что в итоге приводило к появлению окисленных расплавов, способных к переносу Си, Аи, SO₂ [28, 33]. Давление препятствовало подъёму магмы в верхние части земной коры, то есть «подавляло» вулканизм, приводя к возникновению крупных магматических камер (промежуточных очагов) на небольших глубинах (5-15 км), в которых скапливались большие объёмы отделявшихся от кристаллизующихся расплавов металлоносных флюидов. Кроме того, сжатие ограничивало количество апофиз в кровле магматической колонны, обеспечивая сосредоточение флюидов в апикальной зоне единого крупного плутона, а не в нескольких мелких.

Состояние «неустойчивого равновесия» подобных систем с небольшим, но варьирующим по интенсивности флюидным потоком, отражающим кинетически медленные процессы газоотделения и дренирования всё более глубинных частей остывающих и кристаллизующихся «материнских» гранитоидных батолитов, могло продолжаться до нескольких миллионов лет. На дневной поверхности магматические очаги проявлялись слабой вулканической и фумарольной активностью. Медно-порфировые же месторождения формировались сравнительно быстро, по разным оценкам от ≤100 тыс. лет [32] лет до первых сотен тыс. лет [34, 36 и др.] на небольших глубинах (2–5 км), куда поднимались флюиды, отделявшиеся от охлаждающихся и кристаллизующихся плутонов (магматических очагов).

Возможными триггерами (спусковыми механизмами), вызывавшими «вскрытие» магматических камер с катастрофичными по масштабам декомпрессией и выбросом флюидной фазы, могли быть надвиговые (взбрососдвиговые) деформации с разрядкой тектонических напряжений, сопровождаемые сильными землетрясениями, обрушение вулканических сооружений, а также эрозия земной коры, приводившая к превышению гидростатического давления над литостатическим.

Перечисленные процессы приводили как к масштабным эксплозивным вулканическим извержениям (с «распылением» рудного вещества) в случае взламывания

вскрыши, так и к возникновению рудогенерирующих гидротермальных систем, которые продуцировали медно-порфировые месторождения, если имелись препятствия к достижению флюидным потоком дневной поверхности [32]. Во втором случае возникали порфировые интрузивы – апофизы находящихся на глубине крупных плутонов (промежуточных магматических очагов), часто трубки эксплозивных брекчий, а также каркасы мелкой взрывной трещиноватости (из-за явлений гидроразрыва), по которым поднимались металлоносные флюиды и циркулировали гидротермальные растворы. Причём обстановки с положением рудоносных порфировых интрузивов непосредственно под вулканами были не благоприятны для формирования промышленно значимых меднопорфировых объектов.

Принципиальная модель становления «материнского» полифазного плутона для медно-порфировых систем предложена Р.Силлитоу [33]. Она включает: зоны последовательной кристаллизации магматического тела (фанеритовые фазы); «инкапсулированные» области остаточного расплава, «питающие» раннюю, среднюю и позднюю рудоносные порфировые фазы, представленные вертикально вытянутыми (>3 км) штокамиапофизами; «литоидную оболочку» (аргиллизитовую «шляпу») в ранее накопившихся комагматичных вулканитах (рис. 4). Из модели следует, что при наличии нескольких разобщённых порфировых штоков возможно образование группы рудообразующих систем. Очевидно, что каждая из них будет обладать «собственной» зональностью вокруг отдельных магматических тел.

Спецификой РМС, вмещающих медно-порфировые месторождения-гиганты, является то обстоятельство, что на раннем этапе их развития режим интенсивного регионального сжатия наряду с «экранирующими» перекрывающими толщами (их влияние будет описано ниже) препятствовал проникновению золотоносных флюидов в верхние зоны систем. Для сформировавшихся в таких условиях гигантских и супергигантских Аи-Мо-Си- и Аи-Си-порфировых месторождений ВПП Тихоокеанского кольца, как было отмечено выше, характерны мощные безрудные аргиллизитовые «шляпы» при повышенных содержаниях золота в собственно порфировых рудах, сосредоточенных в эндо-экзоконтактовых зонах рудоносных интрузивов, в то время как на рядовых объектах в близповерхностной области интенсивных аргиллизитовых изменений нередко присутствуют Au-(Cu)- и Au-Ag месторождения HS и IS типов

Крупные и сверхкрупные месторождения сопряжены с многофазными интрузивами, строение которых отражает дискретное поступление расплава из магматических очагов, функционировавших сотни тысяч–первые миллионы лет. Для таких объектов характерно наличие нескольких порфировых фаз (штоков, даек, брекчиевых трубок), каждая из которых сопровождается «своей»



Рис. 4. Принципиальная схема становления «материнского» полифазного плутона (промежуточного магматического очага) для медно-порфировых систем [35]:

1—3 — порфировые фазы: 1 — поздняя, 2 — средняя, 3 — ранняя; 4 — зоны становления (охлаждения, дегазации и кристаллизации) магматического тела; 5—7 — фанеритовые фазы: 5 — поздняя, 6 — средняя, 7 — ранняя; 8 — комагматичные вулканогенные породы; 9 — субвулканический субстрат; 10 — «аргиллизитовая шляпа»

минерализацией, хотя отложение основной массы руд обычно связано со становлением интрузивов одной, реже двух из них. Их морфология и определяет форму рудных тел. Многостадийность рудоотложения выражается в многочиленных рудообразующих минеральных ассоциациях, что нетипично для рядовых объектов.

Возможная форма, объём и время кристаллизации крупного магматического тела (очага), со становлением которого связано формирование гигантского Аи-Мо-Си-порфирового месторождения Бингхэм в штате Юта, США, описаны в работе И.Штейнберга с соавторами [36]. На основе объёмного моделирования по данным магнитной съёмки и разведочного бурения ими предполагается лакколитоподобная морфология монцонитового плутона с несколькими волнообразными выступами-апофизами (порфировыми штоками), ориентированными в восток-северо-восточном направлении. Не выходящий на дневную поверхность «материнский» интрузив фиксируется обширной положительной аэромагнитной аномалией на фоне полей с пониженными и отрицательными значениями магнитной восприимчивости вмещающих осадочных пород, а находящееся на северо-восточном фланге системы месторождение, приуроченное к штоку кварцевых монцонит-порфиров, отрицательной аномалией за счёт разложения акцессорного магнетита в результате околорудных гидротермально-метасоматических изменений (рис. 5).

В построенной трёхмерной модели морфологии плутона с дайкообразным «питающим» магматическим каналом и выступами-апофизами, с одним из которых сопряжено месторождение Бингхэм (рис. 6), средняя мощность интрузива оценивается от 2,0 до 3,5 км (его кровля вскрыта нижними горизонтами действующего карьера), а объём от 1400 до 3000 км³. При принятом среднем значении объёма в 2000 км³ расчётное время кристаллизации плутона около 230 000 лет. Сопоставление теплофизических расчётов с высокоточными геохронологическими и петрологическими данными свидетельствует о том, что около 1000 км³ магмы было «инкапсулировано» в ходе кристаллизации интрузии при затвердевании дорудных фанеритовых фаз монцонитов и завершении экструзивного вулканизма. Этот «остаточный» объём водонасыщенного расплава содержал до 150 млрд. т магматической воды, что, по мнению автора статьи, более чем достаточно для отложения всего объёма рудоносного кварцевого штокверка.

Мелкие и средние по запасам Au-Mo-Cu- и Au-Cuпорфировые месторождения третичных андезит-дацитовых островных дуг (ВПП Тихоокеанского кольца, Тетиса, Карпато-Балканской и других минерагенических провинций) сформировались в *режиме слабого (до нейтрального) растяжения* [19, 34]. Они локализованы во внутренних частях порфировых РМС, в верхних периферийных зонах которых, в близповерхностной



Рис. 5. Аэромагнитная аномалия, вызванная скрытым лаколлитоподобным плутоном, к одному из выступов-апофиз которого приурочено гигантское Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Бингхэм, штат Юта, США [36]

зоне интенсивных аргиллизитовых изменений, нередко присутствуют Au-Cu- и Au-Ag месторождения HS и IS типов со стратоидными и жильными рудами. Последние являются продуктами разгрузки металлоносных флюидов, отделившихся от тех же магматических очагов, что и высококонцентрированные гидротермальные растворы (рассолы), участвовавшие в отложении меднопорфировых руд. Примеры подобных систем: Лепанто, Баджио (Филиппины), Андаколло, Рефуждио (Чили), Янакоча (Перу), Речк (Венгрия), Бор (Сербия), Кёплер (Турция), Озерновская, Авачинско-Китхойская, Малетойваямская (Россия).

Около-, меж- и задуговые обстановки с базальт-риолитовым вулканизмом и постколлизионные рифты с щелочным магматизмом с режимами регионального растяжения не благоприятны для возникновения промышленных медно-порфировых объектов. В верхних частях распространённых здесь РМС типа «интрузив под вулканом» локализованы эпитермальные, преимущественно жильные Au-Ag месторождения LS типа (до 60% мировых запасов Au) и Au-Te объекты. Примеры месторождений: Лихир, Ладолам, Поргера в Папуа – Новая Гвинея, Слиппер, Буллфрог, Крипл Крик, Раунд Моунтин в США, Балейское, Тасеевское, Многовершинное, Покровское, Желтулакское, Буриндинское, Прогнозное и др. в России. В глубинных частях отдельных РМС известны мелкие проявления Аи-Сии Au-Mo-Cu-порфировых руд. На некоторых объектах (Многовершинное, Нявленга, Джульетта) ареалы развития золото-серебряных и Au-Mo-Cu-порфировых руд совмещены в пространстве [6, 7].



Рис. 6. Трёхмерная модель «материнского» плутона, с которым связано формирование Au-Mo-Cu-порфирового месторождение Бингхэм, штат Юта, США [35]:

модель состоит из двухмерных моделей-разрезов по профилям через 1–2 км; средняя мощность лакколитоподобного плутона – от 2,0 до 3,5 км (его кровля вскрыта на нижних горизонтах действующего карьера); подошва – на 3000 м от уровня моря; показаны дайкообразный «питающий» магматический канал и выступы-апофизы, к наиболее крупному из которых приурочено месторождение Бингхэм Геодинамическими обстановками, влиявшими на размеры возникавших магматических камер (очагов) и объёмы отделявшихся от них металлоносных флюидов и растворов, от которых, несомненно, зависели масштабы формирующихся месторождений, не исчерпываются условия, необходимые для возникновения крупных объектов. Как справедливо отмечено рядом исследователей [19, 34 и др.], восходящий из магматического очага мощный флюидный поток в отсутствии благоприятных локальных геолого-структурных условий может привести к образованию лишь обширных геохимических аномалий с низкими содержаниями металлов.

Одним из факторов, определявших условия рудоотложения и вероятность образования крупных месторождений, является *петрофизическая гетерогенность интрузивной рамы и, прежде всего, субстрата (фундамента) ВПП* – наличие «жёстких» блоков либо пластично деформирующихся толщ, обусловливавших анизотропию полей напряжений, которая проявлялась в стилях и интенсивности деформаций пород при коллизии, предопределяла условия внедрения, дегазации и кристаллизации расплавов, приводила к возникновению «структурных ловушек». Присутствие над магматическими очагами малопроницаемых («экранирующих») толщ способствовало появлению магматических и(или) флюидных плюмов, то есть обстановок, благоприятных для концентрации металлов.

К подобным «компетентным» толщам в субстрате кайнозойских ВПП Новой Гвинеи, с плутоногенными формациями которых сопряжены Аи-Си-порфировые месторождения-гиганты Грасберг, Ок Теди и Фрида Ривер, П.Гоу и Дж.Уолшем [23], отнесены третичные известняки формации Дарай/Менди, перекрывающие мезозойские обломочные породы формаций Йери и Чим, а в фундаменте поясов центральной части Чили с такими уникальными по запасам Cu-Mo-порфировыми объектами, как Эль Теньенте, Рио Бланко-Лос Бронсес, миоценовые андезитовые лавы формации Фареллонес, перекрывающие олигоценовую толщу переслаивающихся песчаников, алевролитов и туфобрекчий формаций Абанико и Гойя Мачали. При коллизионном сжатии разрядка тектонических напряжений в верхних частях разрезов происходила в основном по подошве компетентных слоёв с возникновением срывов надвигового типа, в то время как в более хрупких нижележащих слоях происходило интенсивное складкообразование, возникали многочисленные трещины и разломы преимущественно сколового типа, по которым проникали рудоносные расплавы. Таким образом, толщи известняков, склонных к пластичным деформациям при высоких температурах и давлении, и вулканитов с повышенной прочностью влияли на уровень подъёма расплавов. Рудоносные порфировые интрузивы обычно локализованы ниже таких толщ, игравших роль своеобразных структурно-петрофизических экранов для магмы и отделяющихся от неё флюидов, либо на тех же гипсометрических уровнях.

Подобные обстановки существовали не только в поясах Юго-Восточной Азии и Южной Америки, но и в вулкано-плутонических поясах Северной Америки, Европы, Азии. Признаки влияния экранирующих толщ на рудогенез отмечаются как на месторождениях-гигантах, таких как Бингхэм, Санта Рита (США), Алмалык (Узбекистан), так и на рядовых объектах – Речк (Венгрия), Кызата, Сары-Чеку, Нижнекаульдинское (Узбекистан), Цаган-Субурга, Хармагтай (Монголия), Златно (Чехия), Майданпек (Сербия) и др. В верхних частях рудовмещающих разрезов этих месторождений присутствуют пластично деформирующиеся, малопроницаемые для гидротермальных растворов карбонатные (известняки, доломиты, мергели) либо существенно глинистые толщи, слагающие кровлю рудоносных интрузивов и(или) ксенолиты различных (до гигантских) размеров. В вулкано-плутонических поясах с преимущественно сиалическим фундаментом «экранирующее» воздействие, способствующее концентрации металлов, могли оказывать породы с высокими прочностными свойствами, такие как рифейско-раннекембрийские гнейсы и амфиболиты, в виде останцов присутствующие в провисах кровли рудоносного интрузива крупного Си-Мо-порфирового месторождения Эрдэнтуин-Обо (Монголия).

Подэкранные обстановки при коллизионном региональном сжатии способствовали образованию магматических и флюидных плюмов и накоплению металлов в верхних (головных) частях магматических колонн. При инверсии (релаксации) тектонических напряжений и декомпрессии происходил неоднократный «прорыв» расплава и отделяющихся от него газов в вышележащие толщи. Возникали порфировые интрузивы нескольких фаз и сопряжённая с ними медно-порфировая минерализация. При наличии перекрывающих карбонатных толщ они в значительных масштабах ассимилировались магматическим расплавом с образованием гибридных пород, таких как сиенито-диориты на сверхкрупном Алмалыкском месторождении [2] с запасами: Си – 23 млн. т (при среднем содержании 0,39%), Мо – 140 тыс. т (0,002%), Аu-2,2 тыс. т (0,37 г/т), Аg-13,4 тыс. т (2,2 г/т)²² в Узбекистане и «гибридные кварцевые монцониты» на гигантском месторождении Бингхэм [24] с запасами: Cu – 28,5 млн. т (0,88%), Мо – 1,71 тыс. т (0,053%), Au – 1227 т (0,38 г/т), Ag – 10,7 тыс. т (3,3 г/т) в штате Юта, США. «Останцы» – провисы кровли и ксенолиты известняков и доломитов мраморизованы, скарнированы, на контактах с рудоносными интрузивами обогащены золотом, но в целом безрудны.

²Здесь и далее запасы зарубежных месторождений и средние содержания металлов в рудах, при которых они подсчитаны, приведены по базе данных USGS 2008 г. [35].

Гипсометрический уровень подъёма расплава, то есть вертикальная протяжённость порфировых интрузивов (обычно до первых километров), зависел от состава и флюидонасыщенности магмы, влиявших на её вязкость и, соответственно, скорость подъёма, и, конечно же, от объёма (энергетического потенциала) магматического очага. Завершающие «рудоносные» порции расплава (порфировые фазы) обычно внедрялись в благоприятные для хрупких деформаций фанеритовые породы главных фаз плутонов, включая их «гибридные» разности, и поднимались выше, взламывая и ассимилируя вышележащие породы, включая малопроницаемые.

При охлаждении, дефлюидизации и кристаллизации рудоносных порфировых интрузивов в результате явлений гидроразрыва, контракции и сопряжённого с ними обрушения пород надынтрузивной кровли (с приоткрыванием более древних трещин) образовывались системы (каркасы) мелкой густой трещиноватости, по которым в тепловом поле магматических тел развивалась широкомасштабная многооборотная циркуляция магматогенных рудоносных флюидов и активизируемых метеорных вод. Такие условия способствовали выносу металлов с нижних уровней систем на верхние с их интегральным накоплением. Источниками рудного вещества наряду с магматическими очагами могли быть породы интрузивной рамы, например, гранитоиды главных фаз плутоногенных формаций с надфоновыми содержаниями металлов, а также более древние стратиформные полиметаллические, медноцинково-колчеданные и иные месторождения субстрата ВПП, подвергшиеся регенерации в тепловом поле интрузивов.

В итоге формировались штокверки значительных размеров и вертикального размаха, внешние границы которых максимально удалены от контактов порфировых тел. Для них характерны отчётливая концентрическая зональность, сравнительно невысокие содержания металлов, широкомасштабные надрудные геохимические ореолы. При этом основные запасы вкрапленно-прожилковых руд обычно сосредоточены в надынтрузивных зонах. Геометрически, в первом приближении, эти штокверки и выделенные в их пределах по промышленным кондициям рудные тела могут быть описаны сочетанием разновысоких, вложенных друг в друга параболоидов вращения, полыми конусами или цилиндрами, крутопадающими пластинами и клиньями. Такими морфологическими особенностями обладает большинство меднопорфировых объектов. В качестве примера на рис. 7 приведены разрезы месторождения Бингхэм, форма рудного тела которого геометрически подобна усечённому полому конусу.





1—4 — рудовмещающие породы: 1 — кварцевые монцонитовые порфиры, 2 — «гибридные» кварцевые монцониты, 3 — равномернозернистые монцониты, 4 — осадочные породы, нерасчленённые; 5—7 — медно-, молибденово- и золоторудные тела, оконтуренные по бортовому содержанию: 5 — Си — 0,15%, 6 — МоS₂ — 0,02% и 7 — Аи — 0,30 г/т



Рис. 8. Геологический разрез Аu-порфирового месторождения Кёплер, Турция [27]:

1 – рудоносный полифазный интрузив (гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты); 2–4 – вмещающие породы: 2 – мрамора, 3 – известняки, 4 – метаморфизованная песчаносланцевая толща; 5–9 – рудная минерализация: 5 – меднопорфировая (кварц-магенетит-сульфидные прожилки) ранней стадии рудоотложения, 6–7 – золото-полисульфидная IS типа (главная продуктивная) средней стадии: 6 – карбонат-полисульфидные прожилки с Au, 7 – золотоносные метасоматические залежи типа «манто» того же минерального состава; 8 – прожилки «сажистого» пирита с тонким золотом поздней стадии

В варианте, когда магматический расплав «достигал» малопроницаемой карбонатной толщи, частично ассимилировал, но не прорывал её полностью, формировались изометричные в плане и лакколитообразные в разрезе порфировые интрузивы. Сопряжённые с ними штокверки и оконтуренные в их объёмах по промышленным кондициям рудные тела имеют линзовидную, пласто- либо грибообразную форму и охватывают в основном внутриинтрузивные зоны. Примерами таких месторождений, для которых характерны совмещение в минерализованном пространстве разновозрастных рудообразующих ассоциаций и повышенные содержания металлов в рудах, являются как рядовые по запасам объекты – скрытое Аи-Мо-Си-порфировое месторождение Кызата (Cu – 2 млн. т (0,85%)) [5], его выведенная сбросо-сдвигом (с амплитудой перемещения около 1,5 км) на дневную поверхность часть Сары-Чеку (Си – 0,5 млн. т (0,49%)), рудопроявление Нижнекаульдинское в Узбекистане, так и крупные, такие как Аu-Сu-порфировое месторождение Ок Теди (Сu – 5 млн. т (0,76%), Аи – 490 т (1,1 г/т)) в Папуа – Новая Гвинея, (Cu)-Au-порфировое месторождение Кёплер (Au – 209 т (1,7 г/т), Ag – 590 т (4,8 г/т)³) в Турции (рис. 8).

К этому же морфологическому типу объектов, но образовавшихся под мощной вулканогенной толщей (формации Фаррелонес и её аналогов), можно отнести чилийские супергигантские Си-Мо-порфировые месторождения: плитообразный штокверк Рио Бланко (запасы вместе с участком Сур-Сур (оруденелой брекчиевой трубкой): Си – 40 млн. т (0,95%), Мо – 0,95 млн. т (0,019%), и, предположительно, Чукикамата (с запасами Си при разных бортовых содержаниях от 92 млн. т (при среднем 1,2%) до 111 млн. т (0,65%), Мо – 6,84 млн. т (0,04%) с плащеобразной формой полого залегающего рудного тела в продольном разрезе и клиновидной, сужающейся с глубиной в поперечных сечениях (рис. 9).

Если перекрывающая толща сложена породами с повышенными прочностными свойствами, но склонными к хрупким деформациям, избыточное давление газов, отделявшихся от охлаждающихся магматических тел, могло привести к неоднократному прорыву флюидов и взрывному растрескиванию вмещающих пород с образованием эруптивных брекчий. В целом они характерны для многих медно-порфировых месторождений, являясь следствием «вторичного вскипания» (потери летучих) расплава при кристаллизации, однако, в рассматриваемой обстановке названные процессы приобретали катастрофические масштабы. В результате возникали многофазные, сложно построенные, крупные брекчиевые трубки, вмещающие значительные объёмы руд. Среди обломков брекчий часто присутствуют рудокласты ранних минеральных ассоциаций, а в цементе рудные минералы – пирит, халькопирит, борнит, блёклые руды и др. более поздних ассоциаций. Причём на крупных объектах обычно отмечается несколько фаз брекчирования, хотя основной рудоносной (как и для порфировых фаз), как правило, является одна.

Сформированные в таких условиях рудоносные штокверки могут иметь трубообразную (цилиндрическую), воронкоподобную либо сложную комбинированную форму, зависящую от морфологии брекчиевых трубок и порфировых интрузивов. Брекчиевые тела могут «надстраивать» верхние апикальные части рудоносных порфировых штоков, как на месторождении Дос Побрес (США), либо представлять собой самостоятельные образования, как на сверхкрупном объекте Рио Бланко-Лос Бронсес (Чили), четверть запасов которого (Си 10 млн. т с содержанием >1,0%) сосредоточена в сложнопостроенной (по типу цемента выделено 7 типов брекчий) эксплозивно-гидротермальной трубке Сур-Сур, имеющей форму перевёрнутого конуса (эллипсоида на дневной поверхности с размерами 3000×700 м) с прослеженным вертикальным размахом до 1700 м.

³Прогнозные ресурсы (measured and indicated resources) по работе [27].



Рис. 9. Планы (А, Б) и поперечные разрезы (В, Г) рудного тела Си-Мо-порфирового месторождения Чукикамата с распределением Си и Мо [26]



Рис. 10. Полярные геохимические системы рудных районов Хайлэнд Вэлли, Канада (А) и Дексинг, КНР (Б) [3]:

А – 16 медно-порфировых месторождений: Бетлехем, Вэлли Копер, Лорнекс, Хаймонт и др. в пределах крупного (около 1300 км²) нижнеюрского гранитоидного батолита Гичон Крик; Б – медно-порфировые месторождения Тонгчанг, Фоджайу, Зушахаунг и Уангшан, сопряжённые со штоками гранодиорит-порфиров мезозойского возраста; вмещающие породы: верхнепротерозойские слабо метаморфизованные туфовые пеллиты, известняки и андезиты, туфы и известняки венда и кембрия, юрские конгломератами и андезиты; 1 – медно-порфировые месторождения: a – крупные и б – рядовые; 2-4 – зоны конвективно- рециклинговых гидротермальных рудообразующих систем: 2 – разгрузки рудоносных растворов (положительные аномалии Cu), 3 – застоя (с фоновым содержанием Cu), 4 – рудосбора, то есть выщелачивания (с содержанием Cu ниже фонового); 5 – точки отбора литохимических проб

На уникальном по запасам Сu-Мо-порфировом месторождении Эль Теньенте (Cu-109 млн. т (0,92%), Мо – 2,24 млн. т (0,02%)) рудная минерализация сопряжена с продуктивным натровым магматическим комплексом. Он включает в себя фанеритовые кварцевые диориты (тоналиты) и несколько порфировых фаз (главной рудоносной являются дацитовые порфириты формации Теньенте), а также возникшие при их становлении брекчиевые тела пяти типов с различным

составом цемента – «магматическим», калиево-полевошпатовым, биотитовым, ангидритовым и турмалиновым [38]. Около половины запасов руд сосредоточены в турмалиновых брекчиях «Краевого пояса», слагающих кольцо в плане дневной поверхности, а на глубоких горизонтах – в штоке дацитовых порфиритов. Центральное безрудное «ядро» месторождения занимает пострудная брекчиевая трубка Браден. Форма рудного тела, охватывающего помимо рудоносных брекчий и дацитовых порфиритов вмещающие изменённые кварцевые диориты и породы мафического (габбро-диабазбазальтового) комплекса Теньенте, подобна трубе – полому цилиндру с субвертикальными стенками. Её внутренний диаметр по поверхности около 800 м при ширине кольца от 400 до 700 м; на глубину оруденение прослежено до 2000 м. Многофазность продуктивного магматизма отразилась в многочисленных рудообразующих минеральных ассоциациях; выделены 14 генераций прожилков, из которых 11 рудоносны [22].

Таким образом, петрофизические характеристики вмещающей среды наряду с другими факторами влияли на морфологию порфировых интрузивов и сопряжённых с ними рудоносных штокверков, уровни концентрации металлов в рудах и запасы месторождений. Уникальные (гигантские и супергигантские) по запасам объекты, сформировавшиеся в «подэкранных» структурно-петрофизических обстановках, как правило, выделяются сравнительно высокими содержаниями меди (на Чукикамате, Эль Теньенте, Бингхеме, Рио Бланко– Лос Бронсес, Ла Эскондиде, Грасберге и др. около 1,0% и выше), что, по-видимому, является следствием совмещения в пространстве продуктов многостадийного рудогенеза.

В отсутствие «экранирующих» толщ, но при наличии других благоприятных условий, формировались крупнообъёмные медно-порфировые штокверки с низкими содержаниями металлов. К их числу относится ряд средних и крупных (но не гигантских) месторождений с запасами меди до 5-6 млн. т, таких как Малмыжское в России, Актогайское и Айдарлинское в Казахстане. Перечисленные объекты локализованы в многофазных интрузивах, рамой которых являются вулканогенноосадочные либо терригенные породы с благоприятными для хрупких деформаций свойствами. Как следствие, значительные размеры штокверковых систем (Малмыжское - 1,1×1,8 км, Актогай - 2,0×2,4 км и Айдарлы – 1,2×1,9 км по дневной поверхности) при средних содержаниях Си менее 0,4%. К подобным объектам с низкими содержаниями меди в рудах и небольшими прогнозными ресурсами можно отнести также многочисленные Au-Mo-Cu-порфировые проявления «порфировых» РМС ВПП Северо-Востока России, сформированных на сочленении выступов фундамента поясов с вулканотектоническими депрессиями (Лагерное, Туманное, Ольховское, Ракетное, Моренное и др.) либо представляющих собой системы типа «интрузив под вулканом» (Кумроч, Китхой, Тымлат и др.).

Кроме проанализированных факторов, на масштабы формирующихся объектов могли влиять и иные, в частности, *геохимические барьеры*.

При внедрении магматических тел присутствие реакционно-способных карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей) приводило к формированию проксимальных золотоносных Au-Cu- и дистальных Pb-Zn-скарновых залежей. Они встречаются на многих медно-порфировых месторождениях (Алмалык, Бингхэм, Грасберг, Ок Теди, Кэдья Хилл и др.) в экзоконтактовых зонах рудоносных интрузивов и отличаются повышенными концентрациями металлов, включая золото. В России к подобным объектам принадлежат месторождения Быстринское (Cu – 2,3 млн. т (0,72%), Au – 291 т (0,92 г/т)) и Култуминское (Au – 125 т (0,79 г/т)) в Забайкальском крае. В государственном балансе запасов полезных ископаемых Российской Федерации они отнесены к скарновому геолого-промышленному типу, но, судя по геологическому строению, принадлежат «порфировым» РМС.

Богатые железом базитовые комплексы интрузивной рамы также приводили к образованию руд с высокими (для медно-порфирового типа) содержаниями, поскольку способствовали осаждению меди из окисленных гидротермальных растворов. Как минимум половина запасов ряда сверхкрупных месторождений сосредоточена в таких породах: габбро-диабаз-базальтовом комплексе на Эль Теньенте (Чили), силлах протерозойских диабазов на Резольюшион и Рэе (США), толеитовых базальтах на Оюу Толгое (Монголия) [34].

Вместе с тем наличие реакционно-способных толщ в отсутствие благоприятных структурно-петрофизических условий могло привести к возникновению крупнообъёмных объектов с небогатыми рудами, таких как Актогай (ср. содержание Си – 0,39%) в Казахстане, основные запасы которого сосредоточены в провисе кровли гранитоидного интрузива, сложенного изменёнными андезито-базальтами, андезитами и их туфами.

Рудоносность субстрата ВПП влияла на вещественный состав руд и в определённой мере на запасы формировавшихся медно-порфировых месторождений.

Древние геохимические ореолы могли являться одним из источников рудного вещества, о чём свидетельствуют часто наблюдаемые обширные отрицательные (с содержаниями ниже фоновых) аномалии меди и др. металлов на флангах РМС, которые рассматриваются [3, 10-12] как области рудосбора (выщелачивания металлов). Примеры – эквивалентные таким системам рудные районы Хайлэнд Вэлли (рис. 10, А) в Канаде, Дексинг (см. рис. 10, Б) и Дуобоашан в КНР, Актогайское (рис. 11) и Бощекульское рудные поля в Казахстане. Рудные месторождения субстрата ВПП, подвергавшиеся регенерации в тепловом поле интрузивов, также могли быть источником металлов. В частности, жильнопрожилковая Аи-Ад-полиметаллическая минерализация фланговых зон Алмалыкского месторождения, судя по ситуации, является продуктом переотложения вещества стратиформных Pb-Zn-колчеданных залежей миссисипского типа, присутствующих во вмещающей известняково-доломитовой толще. В непосредственной близости к северу от Алмалыка находится частично регенерированное месторождение этого типа Кургашинкан.

Возможность заимствования металлов из вмещающих пород с их последующим переотложением разогретыми в тепловом поле порфировых интрузивов водами немагматического происхождения (метеорными, морскими) рассматривалась ещё с 1970-х годов. О роли таких вод в рудогенезе, кроме отмеченных выше особенностей строения геохимических полей, свидетельствуют многочисленные данные по изотопному составу кислорода разновозрастных генераций жильного



Рис. 11. Актогайское рудное поле, Казахстан. Схема концентрационных потоков в плане поверхности [12]:

1–3 – области и вектора изменения концентраций меди: 1 – роста и 2 – убывания в зонах рудной разгрузки, 3 – убывания в зонах поглощения (рудосбора); 4 – линии инверсии (с роста на убывание) концентрационных потоков; 5 – контуры промышленных меднорудных тел; 6 – границы зон рудной разгрузки; 7 – зоны застоя (с фоновым содержанием Cu); 8 – метасоматические изменения во внутренних частях медно-порфировых систем; 9 – контуры пиритовых ореолов; 10 – контур площади геохимической съёмки по первичным ореолам рассеяния меди; Cu-Mo-порфировые месторождения: Актогай (1), Айдарлы (2), Кзылкия (3) и рудопроявления участков: Промежуточный (4) и Восточный (5)

кварца медно-порфировых штокверков. Оценённая по ним доля амагматичных вод в общем объёме циркулирующих гидротермальных растворов к поздним стадиям деятельности рудообразующих систем, на которых образуются низкотемпературные фации метасоматитов филлизитовой, аргиллизитовой и пропилитовой метасоматических зон, а также развитые в периферийных фланговых и верхних частях систем зоны жильно-прожилковой кварц-полисульфидной минерализации и пиритовые ореолы, возрастает до 70–90% [15 и др.].

Имеются также данные по изотопии серы и свинца, свидетельствующие об участии немагматических вод и вещества интрузивной рамы в рудообразовании, в том числе по крупным и сверхкрупным объектам, в частности, супергигантскому месторождению Рио-Бланко– Лос-Бронсес в Чили [37]. Оруденелая брекчиевая трубка Сур-Сур на этом объекте, вмещающая наиболее богатые руды, образовалась в результате объёмного взрыва и брекчирования батолита Сан Франциско при его охлаждении, кристаллизации и дегазации в «подэкранной» структурно-петрофизической обстановке, о чём упоминалось выше. Брекчии сцементированы ранним биотитом и ангидритом на глубине, на более высоких (приблизительно с 3000 м) гипсометрических уровнях – турмалином и спекуляритом (зона кварц-серицит-турмалиновых изменений). Названные минералы частично, а на некоторых участках полностью замещены более поздними халькопиритом, магнетитом, пиритом и кварцем. Отмечается вертикальная зональность развития преобладающих железо-окисных минералов: магнетит – ниже уровня 3300 м, магнетит + спекулярит – 3300–3600 м, спекулярит – выше 3600 м. Выше уровня 4000 м среди сульфидов доминирует пирит.

Температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварцевом и турмалиновом цементах брекчий от 300° до 450°С, концентрация солей – от 0 до 69 вес.% NaCl эквивалента. Изотопный состав серы в сульфидном цементе варьирует в интервале значений $\delta^{34}S$ от – 4,1 до +2,7‰. Самые низкие значения $\delta^{34}S_{(sulfide)}$ – в образцах, отобранных с горизонтов между 3700 и 4000 м (верхи системы), где отмечаются наиболее высокие содержания меди в турмалиновой брекчии. Эта зона высокосортных руд также богата спекуляритом, местами замещённым магнетитом. Моделирование равновесия «сульфат-сульфид» указывает на то, что для возникновения наблюдаемой вертикальной изотопной (по сере) зональности сульфидов трубки Сур-Сур необходимо охлаждение приблизительно на 150°С на каждые 100 м глубины, что невозможно только при кондуктивном теплообмене и, соответственно, предполагает конвекцию тепла, а значит и гидротермальных растворов с вовлечением сравнительно холодных метеорных вод.

Отношения изотопов ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb в ангидритовом цементе турмалиновой брекчии Сур-Сур и магматической брекчии Рио-Бланко находятся в диапазоне от 17,558 до 18,479, изотопов ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb – от 15,534 до 15,623, а изотопов ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb – от 37,341 до 38,412. Свинец в ангидрите существенно менее радиогенный, чем свинец из сульфидных руд и вмещающих магматических пород месторождения Рио-Бланко–Лос-Бронсес, что свидетельствует о его заимствовании из пород фундамента ВПП.

Приведённые термобарогеохимические и изотопногеохимические данные в сочетании с минералогическим изучением руд и U-Pb датированием (SHRIMP по циркону пред-, син- и позднеминерализованных вулканических и интрузивных пород), ⁴⁰Ar/³⁹Ar (по биотиту, мусковиту, ортоклазу метасоматитов) и Re-Os (по молибдениту) [30] позволили расшифровать стадийность рудоообразования на рассматриваемом гигантском месторождении и объяснить повышенные содержания меди на верхних уровнях брекчиевой трубки Сур-Сур. Предполагается, что ангидрит, спекулярит и турмалин цемента рудоносных брекчий были отложены низкоконцентрированным окисленным гибридным раствором, который возник при конденсации флюидной фазы (H₂O, SO₂, HCl и B₂O₃), отделившейся от кристаллизующегося плутона и поднявшейся по каркасу взрывных трещин, в зоне присутствия амагматичных вод. Последующее отложение высокосортных сульфидных руд связывается с разгрузкой медьсодержащих высококонцентрированных магматических рассолов, «заполнивших» брекчиевую трубку, при их реакционном взаимодействии с кислыми по составу метеорными водами.

Роль многократного переотложения рудного вещества с его интегральным накоплением на верхних уровнях РМС показана в расчётной конвективно-рециклинговой модели массопереноса А.И.Кривцовым с соавторами [10, 11, 15], а также имитационным математическим моделированием перераспределения элементов в гидротермальных системах В.Л.Лосем [14]. В названных моделях количественными методами обосновывается участие метеорных (в некоторых случаях морских) вод в рудообразовании и, по крайней мере, частичное заимствование рудного вещества из пород, вмещающих порфировые интрузивы, при формировании медно-порфировых месторождений.

В отличие от ортомагматической модели, «смешаннофлюидная» конвективная модель рудогенеза «снимает» проблему дефицита масс рудного вещества и транспортирующих агентов (флюидов, растворов) для случаев, когда медно-порфировые месторождения сопряжены с небольшими по объёму магматическими телами, а крупных («материнских») интрузивных массивов под ними не зафиксировано. Исходя из допустимых значений первичного содержания воды в магме (до 4 вес.%) и растворимости Сu (в среднем 5 г/т в современных геотермальных системах) [15], невозможно предположить,

что небольшие порфировые интрузивы могли продуцировать необходимые объёмы вод и рудного вещества для накопления установленных запасов таких месторождений, что свидетельствует в пользу концепции многооборотной гидротермальной конвекции, сопровождаемой экстракцией металлов из вмещающих пород в зонах «поглощения» (рудосбора) с их последующим переотложением в зонах рудной разгрузки. Эти представления не противоречат расчётным теплофизическим моделям становления магматических тел и возникающих гидротермальных потоков [8, 17, 18, 25, 31], а также гидродинамическим моделям современных природных высокотемпературных гидротермальных резервуаров, детально изученных как источники энергии [1, 9, 20] и представляющих собой ближайшие естественные аналоги верхних частей анализируемых систем. Вместе с тем, роль процессов выщелачивания и последующего переотложения металлов, в том числе с регенерацией более древних рудных месторождений различной формационной принадлежности, в образовании крупных и сверхкрупных медно-порфировых объектов до сих пор должным образом не оценена. Имеющиеся модельные расчёты баланса вещества в его предполагаемых источниках (рудоносных вмещающих породах, то есть геохимических ореолах), переносящих гидротермальных растворах и рудных телах (зонах рудной разгрузки) базируются на исходных параметрах (значениях объёмов рудоносных порфировых интрузивов, минерализованных зон и рудных тел, запасов и среднего содержания меди и др.) рядовых месторождений.

Выводы. Проанализированными обстановками не исчерпывается многообразие условий формирования медно-порфировых месторождений. Возможны многочисленные переходные варианты РМС с «промежуточными» элементами строения. Для образования крупных и сверхкрупных объектов необходимо сочетание нескольких описанных выше благоприятных факторов. К числу главных из них следует отнести геотектонические режимы регионального коллизионного сжатия, «подавляющие» вулканизм на ранних этапах развития ВПП и способствующие возникновению крупных, неглубоко залегающих, флюидонасыщенных магматических очагов. При этом наиболее перспективными для поисков крупных месторождений являются области пересечения глубинных трансформных разломов с листрическими, где при взбросо-сдвиговых деформациях в период разрядки тектонических напряжений возникают глубоко проникающие «каналы», по которым магма и отделяющиеся от неё летучие поднимаются в верхние зоны земной коры. В России к сегментам вулкано-плутонических поясов, сформировавшимся в подобных условиях, относится ряд магматогенных поднятий, в пределах которых расположены РМС порфирового типа с известными медно-порфировыми месторождениями, в том числе крупными, либо имеются перспективы для их поисков: Алучинское поднятие с Баимской (Песчанка) и Иннахской системами в Курьинском ВПП, Болоньское с Малмыжско-Болоньской (Малмыжское) – в Западно-Сихотэ-Алиньском, Гонжинское с Арбинской, Пионерной и Октябрьское с Елна-Адамихинской – в Умлекано-Огоджинском и др.

Не менее важным фактором является петрофизическая гетерогенность структурно-вещественных комплексов субстрата ВПП. При орогенных деформациях она приводит к появлению локальных «структурных ловушек», способствовавших возникновению флюидных плюмов и рудоконцентрации. В отсутствии благоприятных структурно-петрофизических условий мощный флюидный поток, возникающий при декомпрессии и дефлюидизации остывающих и кристаллизующихся «материнских» плутонов (промежуточных магматических очагов) и их апофиз – порфировых интрузивов, может привести к возникновению обширных геохимических ореолов без промышленных содержаний металлов.

Определённую роль в формировании крупных объектов со сравнительно богатыми рудами могут играть геохимические барьеры и исходная рудоносность интрузивной рамы – надфоновые содержания металлов во вмещающих породах и древние рудные месторождения субстрата ВПП. При гидротермальной циркуляции растворов в тепловом поле интрузивов экстрагируемое из них рудное вещество выносится с нижних уровней систем на верхние с переотложением и интегральным накоплением.

В качестве одного из признаков, позволяющих отнести изучаемые медно-порфировые объекты к классу крупных уже на стадии поисковых работ, можно рассматривать площади рудоносных порфировых интрузивов (или брекчиевых трубок) на дневной поверхности, которые в определённой мере отражают параметры продуцирующих их магматических очагов. Как показал анализ выборки из 68 медно-порфировых месторождений мира [13], с большими по размерам (площадью от 1 км²) интрузивами ассоциируют более крупные месторождения. Исключения - сравнительно незначительные площади порфировых штоков на таких крупных объектах, как Актогай, Айдарлы, Коунрад (Казахстан), Сар Чешме (Иран), Токепала (Перу) и других объясняются тем, что эрозией вскрыты лишь верхние части (апофизы) магматических тел, которые на глубине имеют более значительные размеры. Параметры не вскрытых эрозией рудоносных интрузивов и ниже залегающих магматических очагов могут прогнозироваться с помощью объёмного моделирования по данным глубинного сейсмического зондирования, магнитои гравиразведки.

Значительные размеры рудоносных интрузивов, с которыми сопряжены крупные объекты, соответственным образом отражаются в параметрах связанных с их становлением гидротермальных систем. Об их масштабах можно судить по площадям: первичных и вторичных геохимических ореолов Cu, Mo, Pb, Zn и пиритовых ореолов (n–n×10 км²); электроразведочных и магнитометрических аномалий (n×10 км²); зон рудовмещающих метасоматитов (n×10 км²), а также вертикальному размаху оруденения, достигающему на месторождениях-гигантах сотни метров–первые километры.

Положительными критериями для выделения территорий, перспективных для обнаружения скрытых, в том числе крупных, медно-порфировых месторождений, являются также реликты (ксенолиты) слабопроницаемых толщ, перекрывающих гранитоиды рудоносных плутоногенных формаций. Прямые поисковые признаки месторождений, локализованных под такими толщами, из-за «спрессованности» рудно-метасоматических колонок и «угнетённого» развития надрудных геохимических ореолов на дневной поверхности могут быть проявлены слабо или вообще отсутствовать. Для их поисков наряду с традиционными геолого-структурными, геофизическими и геохимическими методами целесообразно применять современные геохимические методы изучения наложенных солевых ореолов, такие как EnzymeLeachSM, BioLeach (Канада), успешно применяющиеся для обнаружения скрытых медно-порфировых месторождений на больших глубинах [16].

К критериям прогноза крупных медно-порфировых объектов следует также отнести наличие нескольких порфировых фаз (штоков, даек, брекчиевых трубок), каждая из которых сопровождается «своей» минерализацией, хотя основная масса руды обычно «связана» с одной-двумя из них. Практически все гигантские и супергигантские месторождения сопряжены с многофазными интрузивами, строение которых отражает цикличность проявления продуктивного плутонизма (многократное поступление расплава из магматического очага). Для таких месторождений характерна многостадийность рудообразования, выражающаяся в наличии многочисленных разновозрастных минеральных ассоциаций руд. На мелких объектах обычно выделяются одна-две порфировые фазы и ограниченное число минеральных ассоциаций, причем наиболее поздние с полиметаллами слабо проявлены либо отсутствуют вовсе [15].

Важным вопросом при поисках месторождений, включая медно-порфировые, в том числе крупные, является степень их сохранности от эрозии. В условиях активных континентальных окраин и островных дуг, при резком воздымании тектонических блоков земной коры, месторождение может быть полностью уничтожено в короткий (в геологическом смысле) промежуток времени – десятки–сотни тысяч лет. Этим объясняется мезозой-кайнозойский возраст большинства меднопорфировых месторождений мира; менее многочисленны палеозойские и известны лишь единичные докембрийские объекты (Аитик в Швеции). Наилучшим вариантом является «консервация» месторождения перекрывающими отложениями, с последующей умеренной эрозией, вскрывающей верхнерудные либо надрудные части медно-порфировых систем. К подобным объектам, в частности, А.Уайнрайтом с соавторами [26] на основании изучения абсолютных возрастов рудовмещающих, пострудных и перекрывающих пород (по U-Pb датированию цирконов) отнесено гигантское Au-Mo-Cu-порфировое месторождение Оюу Толгой в Монголии.

Приведённые в статье материалы могут быть использованы для совершенствования геолого-генетических моделей РМС порфирового типа и построенных с их учётом прогнозно-поисковых моделей медно-порфировых рудных полей и месторождений, являющихся основой для проведения поисковых работ.

Автор выражает благодарность Т.А. Чуриловой и Т.А.Пивоваровой, оказавшим помощь в оформлении иллюстраций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Геотермические* и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм. – М.: Наука, 1986.
- Голованов И.М., Николаева Е.И., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации. – Ташкент: ФАН, 1988.
- Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я., Лось В.Л. Источники меди в медно-порфировых месторождениях на основе картирования полярных геохимических систем // Геология и охрана недр. 2014. № 4. С. 14–26.
- Звездов В.С. Крупные и сверхкрупные месторождения медно-порфирового семейства в ранговых рядах запасов и содержаний // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 46–56.
- Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Морфологические типы меднопорфировых штокверков и обстановки их формирования // Руды и металлы. 2018. № 4. С. 37–52.
- Звездов В.С., Мигачев И.Ф., Минина О.В. Прогнознопоисковые модели комплексных рудно-магматических систем вулкано-плутонических поясов Востока России // Отечественная геология. 2011. № 3. С. 13–21.
- 7. Звездов В.С., Минина О.В. Рудно-магматические системы вулкано-плутонических поясов Востока России // Руды и металлы. 2010. № 1. С. 48–59.
- Звездов В.С., Тихонов В.С. Тепломассоперенос в меднопорфировых рудообразующих системах по данным математического моделирования // Руды и металлы. 1995. № 6. С. 52–57.
- Кирюхин А.В., Делемень И.Ф., Гусев Д.Н. Высокотемпературные гидротермальные резервуары. – М.: Наука, 1991.
- Количественные характеристики рудообразующих меднопорфировых систем / А.И.Кривцов, В.С.Звездов, М.М.Гирфанов, И.В.Егорова // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 17–28.

- Кривцов А.И. Распределение масс и содержаний металлов в гидротермальных рудообразующих системах // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 13–20.
- Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. В 3-х томах / Под ред. Д.В.Рундквиста, Н.П.Лаверова, Ю.Г.Сафонова. – М.: ИГЕМ, 2006.
- Крупные медно-порфировые рудно-магматические системы и их геотектоническая позиция / О.В.Минина, В.С.Звездов, И.Ф.Мигачев, М.М.Гирфанов // Обзор ВИЭМС. – М., 1991.
- 14. Лось В.Л. На пути к количественной металлогении // Отечественная геология. 2012. № 1. С. 3–11.
- Медно-порфировые месторождения. Сер. модели месторождений цветных и благородных металлов / А.И.Кривцов, В.С.Звездов, И.Ф.Мигачев, О.В.Минина. – М.: ЦНИГРИ, 2001.
- 16. *Овсянникова Т.М.* Геохимические методы поисков скрытых месторождений // Разведка и охрана недр. 2017. № 8. С. 13–19.
- Савилкин С.Б. Фильтрационная термоконвекция растворов и поиски гидротермальных месторождений // Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. – М.: МГГА, 1997
- Cathles L.M. Analyses of cooling of intrusives by ground water convection, which includes boiling // Econ. Geol. 1977. Vol. 12. P. 804–826.
- Cook D.R., Hollings P., Walshe J.L. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 801–818.
- 20. Donaldson I.G., Grant M.A. Heat extraction from geothermal reservoirs // Geothermal systems: Principles and case histories. NY: Pergamon Press, 1981. P. 145–179.
- Wainwright A.J., Tosdal R.M., Lewis P.D., Friedman R.M. Exhumation and Preservation of Porphyry Cu-Au Deposits at Oyu Tolgoi, South Gobi Region, Mongolia // Econ. Geol. 2017. Vol. 112. P. 591–601.
- Geology, Mineralization, Alteration, and Structural Evolution of The El Teniente Porphyry Cu-Mo Deposit / J.Cannell, D.R.Cooke, J.L.Walshe, H.Stein // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 979–1003.
- Gow P.A., Walshe J.L. The Role of Preexisting Geologic Architecture in the Formation of Giant Porphyry-Related Cu±Au Deposits: Examples from New Guinea and Chile // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 819–833.
- Gruen G., Heinrich C.A., Schroeder K. The Bingham Canyon Porphyry Cu-Mo-Au Deposit. II. Vein Geometry and Ore Shell Formation by Pressure-Driven Rock Extension // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 69–90.
- 25. *Henley R.W.*, *McNabb A*. Magmatic vapor plums and ground-water interaction in porphyry copper emplacement // Econ. Geol. 1978. Vol. 73. № 1. P. 1–20.
- Geology of the Chuquicamata mine: A progress report / G.Ossandón, R.Fréraut, L.B.Gustafson, D.D.Lindsay, M.Zentilli // Econ. Geol. Vol. 96. № 2. P. 249–270.
- İmer A., Richards J.P., Muehlenbachs K. Hydrothermal Evolution of the Çöpler Porphyry-Epithermal Au Deposit, Erzincan Province, Central Eastern Turkey // Econ. Geol. 2016. Vol. 111. P. 1619–1658.

- Kay S.M., Mpodozis C., Coira B. Neogene magmatism, tectonism and mineral deposits of the central Andes: Society of Economic Geologists Special Publication. 1999. 7. P. 27–59.
- 29. *Laznicka P.* Quantitative relationships among giant deposits of metals // Econ. Geol. 1999. Vol. 94. P. 453–473.
- Magmatic and Hydrothermal Chronology of the Giant Río Blanco Porphyry Copper Deposit, Central Chile: Implications of an Integrated U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Database / K.Deckart, A.H.Clark, A.A.Celso et al. // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 905–934.
- Norton D.L. Fluid and heat transport phenomena typical of copper-bearing pluton environments // Advances in geology of porphyry copper deposits. Southwestern North America. – Tucson: The University of Arizona Press, 1983. P. 59–72.
- 32. *Richards J.P.* A shake-up in the porphyry world? // Econ. Geol. 2019. Vol. 113. P. 1225–1233.
- Richards J.P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // Econ. Geol. 2003. Vol. 98. P. 1515–1533.

- Sillitoe R.H. Porphyry Copper Systems // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 3–41.
- Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models // U.S. Geological Survey Open-File Report 2008-1155. Online version. 2008.
- 36. Source Plutons Driving Porphyry Copper Ore Formation: Combining Geomagnetic Data, Thermal Constraints, and Chemical Mass Balance to Quantify the Magma Chamber Beneath the Bingham Canyon Deposit / I.Steinberger, D.Hinks, T.Driesner, C.A.Heinrich // Econ. Geol. 2013. Vol. 108. P. 605–624.
- Sulfur isotope and mineral zonation in the Sur-Sur breccia complex, Río Blanco copper-molybdenum deposit, Chile: Implications for ore genesis / P.H.Frikken, D.R.Cooke, J.L.Walshe et al. // Econ. Geol. 2005. Vol. 100. P. 935–961.
- Vry V.H., Wilkinson J.J., Millan J.S.J. Multistage Intrusion, Brecciation, and Veining at El Teniente, Chile: Evolution of a Nested Porphyry System // Econ. Geol. 2010. Vol. 105. P. 119–153.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию по тел. +7 (495)315-28-47, E-mail: ogeo@tsnigri.ru

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

DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10037

УДК 553.49'43'481(571.51) © А.П.Лихачев, 2019

Специфические особенности норильских рудоносных интрузий, их природа и определяющее значение в открытии Pt-Cu-Ni месторождений

А.П.ЛИХАЧЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение Центральный научноисследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ «ЦНИГРИ»); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Выделяются и характеризуются основополагающие особенности и закономерности в строении, составе, морфологии, размещении и формировании рудоносных интрузий Норильского района, абсолютные в своём проявлении и определяющие в применении, независимо от объяснений их происхождения. Использование таковых будет способствовать открытию новых платино-медно-никелевых месторождений.

Ключевые слова: Норильский район, специфические особенности рудоносных интрузий, поиски и открытия Pt-Cu-Ni месторождений.

Лихачев Александр Петрович доктор геолого-минералогических наук



alexanderlikhachev@rambler.ru

The specific features of the Norilsk ore-bearing intrusions, their nature and crucial importance in the discovery of Pt-Cu-Ni deposits

A.P.LIKHACHEV (Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals)

The basic features and patterns in the structure, composition, morphology, location and formation of ore-bearing intrusions of the Norilsk region, absolute in their manifestation and essential in use, regardless of their origin, are distinguished and characterized. The use of such features and patterns will contribute to the discovery of new platinum-copper-nickel deposits. *Key words*: Norilsk region, specific features of ore-bearing intrusions, exploration and discovery of Pt-Cu-Ni deposits.

Статья является продолжением работы автора [7], в которой показано, что накопление рудных веществ норильских Pt-Cu-Ni месторождений могло осуществляться в сложных и длительных процессах: при зарождении магм в мантии, на пути их подъёма в пределы земной коры и в ходе внедрения и становления интрузий в конечных камерах.

Условия концентрации рудных компонентов при зарождении и подъёме магм рассмотрены в той же работе [7]. В данной статье обсуждаются вопросы их накопления в ходе внедрения и становления интрузий. При этом выделяются, характеризуются и объясняются следующие, свойственные только рудоносным интрузиям особенности и закономерности, которые определяют скопление рудных веществ и могут эффективно использоваться в поисках и открытии новых Pt-Cu-Ni месторождений. Двучленное строение рудоносных интрузий. Рудоносные интрузии Норильского района состоят из двух частей (рис. 1): периферической силлообразной, слабо сульфидносной (лейкократовой, существенно габбровой) и внутренней хонолитообразной, собственно рудоносной (меланократовой, габбро-долеритовой) [3, 4, 7, 12]. В данной статье речь идёт в основном о последней, рудоносной части.

Периферическая часть подробно описана в работе [7]. В вопросах прогноза и поисков месторождений она имеет исключительно важное значение, так как представляет собой легко опознаваемую головную (наиболее приближающуюся к земной поверхности и нередко обнажающуюся на ней) часть рудоносной магматической колонны, сложенную массовым скоплением интрателлурического плагиоклаза, комплементарным рудному веществу.
Рудоносная часть является основным объектом поиска. Она находится на продолжении головной (габбровой) части магматической колонны. При мощности 50-300 м дифференцирована от оруденелых контактового (Гк), такситового (Гт) и пикритового (Гп) габбро-долеритов внизу, через сульфидоносный оливин-биотитовый (Гоб) и слабосульфидоносные оливиновый (Го), оливинсодержащий (Гос) и безоливиновый (Гбо) габбро-долериты до практически бессульфидного габбро-диорита (Гд) вверху (см. рис. 1, разрезы Б-1, В-1). В верхнем эндоконтакте интрузий находятся фрагментарные тела лейкократового габбро, верхних контактового (Гвк), такситового (Гвт), пикритового (Гвп) и троктолитового (Гвтр) габбро-долеритов, которые по своему составу и структуре аналогичны породам периферического габбрового силла и являются его реликтами. Они подвержены вторичным изменениям. В них присутствует наложенная вкрапленная минерализация халькопиритпентландит-пирротинового состава, нередко отличающаяся относительно высоким содержанием металлов платиновой группы [9].

Выявляется рудоносная часть геофизическими методами и последующим бурением скважин.

Вытянутость рудоносной части в одном направлении на расстоянии до 15 км и более при ширине от 500 до 2000 м. Эта особенность свойственна только рудоносным интрузивам (см. рис. 1, А–Д). Безрудные (трапповые) интрузии имеют площадное, силлообразное распространение, а слаборудоносные (Нижнеталнахско-Нижненорильского типа) в основном плитообразное (рис. 2, А).

Возможная причина связывается автором с различием в плотности внедряемых магм и вмещаемых пород [3]: наиболее тяжёлые сульфидоносные магмы, существенно преобладая над плотностью вмещающих пород, «вдавливались» в подстилающие толщи и тем самым профилировали своё движение в одном направлении (см. рис. 2, А). Другая, сочетающаяся с первой причина может состоять в однонаправленном плавлении высокотемпературной (до ~1300°С) сульфидоносной магмой вмещающих пород на фронте внедряющейся магматической колонны, в месте замыкания конвектирующего потока магмы с образованием однонаправленного канала (см. рис. 2, Б).

Практическое значение этой особенности заключается в возможности отличать перспективно рудоносные от безрудных магматических тел и выделять их с помощью геофизических методов на ранней стадии поисковых работ.

«Вставленность» рудоносных массивов во вмещающую среду без признаков существенного её нарушения и «бесследного» исчезновения материала, занятого интрузивами пространства. Пространство, требуемое для размещения внедряемой магмы в земной коре, может создаваться несколькими процессами: 1) раздвижением под напором магмы слоёв в разные стороны с оставлением при этом следов и признаков проявления процесса в виде смещения исходных границ; 2) уплотнением (также под давлением магмы) вмещающей среды со смещением и без смещения исходных границ; 3) вытеснением магмой материала коры с оставлением следов и признаков происшедшего; 4) «вымыванием» пространства потоком магмы с разрушением вмещающего материала плавлением, растворением и механическим воздействием и выносом разрушенного материала за пределы магматического тела. В образовании рассматриваемых рудоносных интрузий наиболее вероятен последний вариант, так как для других не имеется существенных признаков их проявления.

Примеры соотношений рудоносных интрузий с вмещающими породами с признаками их «вставленности» показаны на рис. 1 (разрезы Б-1, В-1, В-2 и Д-1). Из них особо примечателен разрез В-2 в его левой (западной) части. Здесь при отработке месторождения Норильск I карьером рудника «Угольный ручей» были полностью и «аккуратно» вынуты породы интрузива с оставлением практически нетронутой поверхности (границы) его крутого контакта с вмещающими базальтами субгоризонтального и перпендикулярного к контакту залегания. На протяжении многих лет она была открытой и выглядела изогнутой плоскостью, имеющей сглаженный вид. Работая геологом на этом руднике, автор обращал на неё внимание и принимал за зеркало тектонического скольжения. Однако существенных тектонических смещений и перемещений в этой части не фиксировалось ни во вмещающих породах, ни в интрузии. К тому же сама поверхность размещалась только на вмещающих базальтах, перпендикулярно «срезая» их. Возможно, что в данном месте сохранялись следы плавления магмой вмещающих толщ.

Другой примечательностью является разрез В-1 (см. рис. 1), в котором наиболее ярко проявлены резкое углубление дна интрузии в подстилающие толщи без нарушения их залегания и бесследное исчезновение материала вмещающих пород занятого интрузивом пространства. Здесь же наблюдается самая большая мощность пикритового горизонта (~120 м при общей мощности интрузивного массива ~290 м), в то время как в других местах этой и остальных рудоносных интрузий района при их общей мощности до 300 м мощность Гп меньше или не на много превышает 40 м (см. рис. 1, разрезы Б-1, В-2, Д-1).

Необычным является и тот факт, что в верхней части рассматриваемого пикритового горизонта находились сульфидные жилы субгоризонтального залегания мощностью до ≥30 см и протяжённостью до десяти и более метров. Они отличались высокими содержаниями меди и платиноидов. Эти жилы наблюдались автором в 1960 г. в опережающих, давно и далеко пройденных на юг заброшенных штольнях и в 1990 г. уже в открытом карьере рудника «Медвежий ручей» при сопровождении группы американских геологов, впервые посетивших



Рис. 1. Размещение и строение рудоносных интрузий Норильского района:

интрузии, план (А–Д) и разрезы к ним (Б-1–Д-1): А – Хараелахская, Б – Талнахская (Б-1), В – Норильск I (В-1, В-2), Г – Норильск II, Д – Черногорская (Д-1); внутренняя (рудоносная) часть интрузий: 1 – Хараелахской (белым показаны участки, где нет интрузивных тел), 2 – всех остальных; породы и руды (в цвете с различными знаками и без них): 3 – габбро-диорит (ГД), безоливиновый (Гбо) и оливинсодержащий (Гос) габбро-долериты, 4 – оливиновый (Го), 5 – оливин-биотитовый (Гоб), 6 – пикритовый (Гп), 7 – такситовый (Гт), 8 – контактовый (Гк), 9 – пикритовый+такситовый+контактовый (Гп+Гт+гк) габбро-долериты, 10 – массивные залежи сульфидных руд, 11 – силл лейкократового габбро (а) – периферическая часть интрузий – и «внутреннее» габбро (б); 12 – порфировый базальт Гудчихинской свиты (gd); 13 – толеитовый базальт Сыверминской свиты (sv); 14 – двуплагиоклазовый (Б2пл.), 15 – андезиновый (Бан) и 16 – лабрадоровый (Блб) базальты Ивакинской свиты (iv); 17 – силлы долеритов; 18 – породы тунгусской серии (С₂–Р₂): песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли; 19 – отложения верхнего девона (D₃): известняки, мергели, доломиты; 20 – четвертичные отложения; 21 – Норильско-Хараедахский разлом; 22 – линии разрезов; 23 – буровые скважины; чёрный квадрат – приблизительные границы рис. 3



Рис. 2. Формы внедрения и закономерности течения магм:

А – формы внедрения магм: *а* – рудоносных, *б* – слаборудоносных, *в* – безрудных (на схемах внизу красным залиты участки растяжений в магматических камерах: *1* – при плотности магмы больше плотности вмещающей среды, *2* – меньшей, чем вмещающих пород, *3* – одинаковой плотности); Б – магматический канал в застывших лавах мафического состава, сформированный механическим и термическим воздействием потока расплава на вмещающую среду (фото из материалов Википедии); В – схема циркуляции жидкости (магматического расплава) в термоградиентных условиях: красные стрелки показывают направление прямого (горячего) потока, а синие – обратного (охлаждённого); Г–Е – ориентировка твёрдых тел в потоке жидкостей: Г – обтекание профиля самолётного крыла потоком жидкости [1]; Д, Е – форма и положение фенокристаллов плагиоклаза в пикритовом горизонте норильских интрузий, ув. 2; Ж – место перехода расширенного и углублённого участка реки в суженный мелкий

1. Химически й состав сульфидных руд Восточной ветви интрузии Норильск I, карьер «Медвежий ручей [11]

10	90OMZ			
Компоненты				
Са, мас,%	0,23	0,11	<0,02	0,20
Fe	54,3	32,3	30,9	30,5
Ni	3,5	7,1	6,5	6,0
Cu	4,02	24,3	24,9	28,0
S	30,0	34,0	32,9	33,8
Со, г/т	1270	920	730	660
Zn	280	690	580	610
As	0,57	2,2	10	5,0
Se	58	218	328	241
Ag	<7	66	73	26
Cd	<7	8	<6	15
Sn	2,6	15	25	9,6
Sb	<0,05	0,25	1,2	0,29
Те	0,27	24	85	38
Au	0,17	11,1	11,4	1,2
T1	0,3	1,2	8,3	1,2
Pb	<10	<10	10	<10
Bi	0,20	4,5	3,8	7,8
Rh	0,27	0,32	0,04	0,15
Pd	10,8	337	233	445
Pt	1,4	106,4	215	38,5
Сумма МПГ	12,2	443,4	418	483,5

месторождения Норильска. Позднее в лабораториях Геологической службы США в отобранных образцах жил были установлены аномально высокие содержания МПГ (табл. 1).

Наблюдаемое большое углубление дна интрузива без признаков нарушения залегания вмещающих пород и следов удалённого корового материала, как и большой объём находящегося здесь магматического вещества не могли образоваться при одноразовом поступлении магмы (одним «заходом»). Для этого требовалось последовательно «выработать» большое пространство и бесследно удалить материал вмещающих пород, равный магматическому объёму. Такое возможно только при проявлении длительных процессов воздействия мантийной магмы, имеющей постоянную связь с питающим очагом.

Исключительно большая мощность пикритового горизонта не могла быть сформирована в результате отсадки и накопления зёрен оливина при кристаллизации сравнительно малой по объёму магмы вышележащих безрудных горизонтов. Образование Гп наблюдаемой мощности могло происходить преимущественно за счёт многократной смены свежей магмы, вызванной, вероятнее всего, её продольной конвекцией.

Размещение рудных жил в верхней части Гп свидетельствует о том, что сульфиды находились ещё в жидком состоянии, когда пикритовый горизонт был практически сформирован. Высокое содержание в них меди и платиноидов указывает на принадлежность к низкотемпературной фракции более общего сульфидного расплава, температурный интервал кристаллизации которого может составлять до 350°С, а длительность нахождения в жидком состоянии – многие сотни и даже тысячи лет [4]. Возможно, эта фракция была выжата вверх из нижележащих уровней рудоносного горизонта по причине проседания интрузива и сжатия его нижней части.

Требуемое для рудоносных интрузий пространство могло «вымываться» внедряющейся магмой вследствие её продольной циркуляции от тыловых, наиболее высокотемпературных частей магматической колонны (вплоть до питающего магматического очага) к фронтальным, существенно охлаждённым, и обратно. При этом проявляется та же конвекция магм, которая наблюдается в каналах современных вулканов и в их лавовых озёрах. Вынос разрушенного материала мог осуществляться обратным потоком магмы, возвращающимся по наклонному каналу (до 30° в наблюдаемой части интрузий) на глубинные уровни и формирующим свободное пространство, подобное по конфигурации лавовым трубам (см. рис. 2, Б).

Конвекция водных растворов, а также силикатных и сульфидных расплавов изучалась и наблюдалась автором визуально и под микроскопом в экспериментах по переотложению минеральных веществ в термоградиентных условиях. Они осуществлялись в прозрачных

2. Химический состав Болгохтохской интрузии (1), по работе [2], и песчаников Норильского района (2), по работе [10]

SiO_2	67,20	67,33
TiO ₂	0,42	1,53
Al_2O_3	14,63	14,06
Fe ₂ O ₃	1,29	2,71
FeO	2,24	4,93
MnO	0,04	0,05
MgO	1,91	1,43
CaO	2,14	0,66
Na ₂ O	3,24	0,74
K ₂ O	4,48	1,94



Рис. 3. Степень воздействия рудоносных (А, Б) и слаборудоносных (В, Г) интрузий на вмещающие породы. По paботе [10]:

А, В — мощности интрузий; Б, Г — мощности экзоконтактовых образований, м; место нахождения площадей показано на рис. 1, А кварцевых трубках (ампулах) внутренним диаметром от 2 до 20 мм и длиной до 1 м [4, 5]. Общая картина наблюдаемых и возможных вариантов конвекции изображена на рис. 2, В. Её действие определяется гравитационным и тепловым факторами. В горизонтальных и наклонных направлениях горячий поток движется по верхней половине канала, а охлаждённый (возвратный) – по нижней.

В рудоносных интрузиях Норильска имеются прямые признаки, указывающие на возвратное течение в них магмы. В частности, они проявляются в наблюдаемой автором противоположной (встречной) ориентировке асимметричных (клино- и крыловидных) протокристаллов оливина и плагиоклаза (см. рис. 2, Г–Е), находящихся в различных слоях одного разреза интрузива [4].

Согласно законам гидродинамики [1], энергетически наиболее выгодной конфигурацией тела, находящегося в потоке жидкостий или газа и испытывающего влияние гравитационного эффекта, является форма (профиль) самолётного крыла, оказывающего наименьшее сопротивление потоку (см. рис. 2, Г). Поэтому все неизометричные тела в потоках жидкостей и газов ориентируются наиболее массивной («головной») частью навстречу потоку, указывая, откуда он течёт, а «хвостовой» частью – в противоположном направлении, показывая, куда движется поток. При эрозионном воздействии жидкости или газа на твёрдое тело последнее стремится приобрести профиль крыла независимо от его первоначальной формы (см. рис. 2, Д, Е).

В рассматриваемом субгоризонтальном внедрении конвектирующей магмы во фронтальном замыкании (забое) её потока вмещающие породы могли разрушаться плавлением, растворением в силикатном расплаве и механическим путём (взламыванием). Для этого не требовались особо высокие температуры и полное плавление веществ. В магматических и терригенных породах достаточно было «подплавить» наиболее низкотемпературные (~800°С) края породообразующих минералов или их цемента, а в карбонатных – растворить водными флюидами расплава часть CaCO₃.

Разрушенный материал вмещающих пород мог уноситься обратным потоком магмы в более глубокие и высокотемпературные горизонты, гомогенезироваться там и накапливаться в краевых частях магматического очага с возможностью последующего проникновения в вышележащие толщи земной коры и образования интрузий кислого состава. Именно такое происхождение может иметь известный в Норильском районе «загадочный» (несвойственный трапповым формациям) Болгохтохский гранитоидный массив, имеющий сходство по основным компонентам с составом песчаников регионального разреза (табл. 2). Подобные проявления кислых (гранитоидных) продуктов в конце и после внедрения в земную кору и излияния на её поверхность мафитовых магм имеются и в других районах мира.



сечения интрузива; 8 – условные границы «магматических камер»; 9 – номера «пережимов» (синие) и «камер» (зеленые), по оси ординат – площадь поперечного сечения бро-долериты и габбро-диорит); 4 – вкрапленные руды в интрузиве; 5 – массивные руды; 6 – экзоконтактовые вкрапленные руды; 7 – линия изменения площади поперечного и масса пород и руд (зелёное) в каждом ограниченном блоке, по оси абсцисс – номера разведочных линий (профилей), расстояние между которыми составляет 400 м; 10 – 1 – такситовый и контактовый габбро-долериты; 2 – пикритовый габбро-долерит; 3 – безрудные дифференциаты (оливиновый, оливинсодержащий, безоливиновый габконтур Талнахского интрузива; 11 – Норильско-Хараелахский разлом; 12 – выход интрузива по рыхлыми отложениями; 13 – участки интрузива мощностью, м: а – 100, б – 150 и в – 200; 14 – линии, указывающие приуроченность залежей массивных руд к местам перехода суженных в расширенные участки 3. Отношения объёмов, мощностей и масс экзоконтактовых роговиков рудоносных и слаборудоносных интрузий Талнахского рудного поля

	П:А:М		
Талнахская	5:4:1	1,5-2,0	9,8/5,3
Хараелахская	5:4:1	1,5–2,5	
Нижнеталнахская	1:6:3	0,6-1,0	

Примечание. П:А:М – отношение объёмов пироксен-, амфибол- и мусковит-роговиковой фаций в метаореоле; Ки – критерий Ингерсола: отношение мощностей метаореола (сумма спуррит-мервинитовой – СМ, 1000°С, пироксеновой – П, 900°С, амфиболовой – А, 750°С и мусковитовй – М, 450°С фаций) и интрузива [10]; Мс – отношение масс метаореола (роговиков) и интрузива, млрд. т [4].

Например, к ним могут относиться Бушвельдский магматический комплекс с его большими массами позднее внедрённого красного гранита, а также куполообразные гранитоиды южного обрамления Печенгской структуры.

Рассмотренные условия отличаются от одноактного поступления магмы в конечные камеры внедрения (свойственного безрудным силлам и слаборудоносным интрузиям нижненорильско-нижнеталнахского типа), когда соприкосновение магматического расплава с относительно холодной вмещающей средой приводит к быстрому его отвердеванию (кристаллизации) с образованием на контакте закалённой зоны [4, 7]. Она отгораживает магматический объём от окружающей среды, практически полностью изолируя его от существенного проникновения каких-либо внешних веществ.

Таким образом, «вставленный» вид является характерной особенностью рудоносных интрузий Норильского района, которая может использоваться в поисковой практике. Она обусловлена повышенной плотностью, высокой температурой и субгоризонтальным проникновением магмы, обеспечивающими её однонаправленное внедрение, продольную конвекцию расплава, плавление и удаление материала вмещающих пород, скопление рудного вещества.

Аномальные объёмы, мощности и массы метаморфических образований рудоносных интрузий, резко отличающиеся от близких по составу слаборудоносных и безрудных интрузивов. Рудоносным интрузиям свойственно превышение объёма, мощности и массы экзоконтактовых образований по отношению к магматическому телу, а слаборудоносным и безрудным – наоборот, что особо важно в поисковом деле. Так, например, у рудоносной Хараелахской интрузии в участках её мощности от 50 до 100 м мощность только роговиков верхнего экзоконтакта составляет 150–200 м (рис. 3, А, Б). А у расположенного здесь же (в этих же вмещающих толщах) слаборудоносного Нижнеталнахского интрузива при его мощности до 400 м общая мощность экзоконтактовых метаморфитов не превышает 40 м (см. рис. 3, В, Г). В Талнахском интрузиве при его общей массе ~5,3 млрд. т суммарная масса роговиков верхнего и нижнего экзоконтактов составляет ~9,8 млрд. т [4]. Эта закономерность проявлена и в обобщённых данных (табл. 3).

Наблюдается явное превышение энергетических затрат на преобразование вмещающей среды в случае рудоносных интрузий по сравнению со слаборудоносными и безрудными. В чём же причина таких различий?

Состав, объём, мощность и вмещающая среда обоих видов магматических тел практически одинаковы (см. табл. 4 и рис. 3). Сформировавшие их магмы не могли существенно разниться по *P-T* параметрам и потому имели близкие энергетические и физические свойства. Соответственно, они должны были оказывать однотипное воздействие на окружающие толщи.

Допущение большей насыщенности рудоносных интрузий флюидами не имеет подтверждений. Главные экзоконтактовые породы – роговики спуррит-мервинитовой (1000°С) и пироксеновой (900°С) фаций – являются продуктами «сухого» термического воздействия (см. табл. 3). К тому же есть основание считать, что в Нижнеталнахском интрузиве могло быть больше флюидов. На это указывают химические анализы его пород, показывающие высокие содержания воды, превышающие почти в два раза её количество в рудоносной Хараелахской интрузии (см. табл. 4). Показательны также отсутствие у слаборудоносных интрузий роговиков высокотемпературной спуррит-мервинитовой фации и резкое преобладание водосодержащей мусковитовой фации (см. табл. 3). Снижению энергетических возможностей интрузий нижнеталнаского типа могла

Химический состав Хараелахской (1) и Нижнеталнахской интрузий. По работе [2]

Компоненты	1	2
SiO ₂	44,16	44,69
TiO ₂	0,70	0,79
AL_2O_3	14,65	12,99
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01
Fe ₂ O ₃	3,49	2,63
FeO	9,24	8,37
MnO	0,20	0,19
MgO	11,67	13,75
CaO	9,39	9,07
Na ₂ O	1,84	1,51
K ₂ O	0,61	0,76
P ₂ O ₅	0,09	0,12
П.П.П.	2,95	4,43
Сумма	99,63	99,31



Рис. 5. Интрузия Норильск I (А) и Западная ветвь Тальминской интрузии (Б) [10]:

А – изменение мощности и распределение рудного вещества по длине интрузива: 1 – участки с мощностью (в м): *a* − 100, *б* − 200 и в − 300; 2 – контуры массивных руд; Б – размещение поисковых скважин: 3 – интрузивное тело; 4 – предполагаемая площадь распространения пикритового горизонта с осевой линией интрузива; 5 – выход интрузива под рыхлые отложения; 6 – буровые скважины; 7 – зона Тальминского разлома

способствовать значительная кристаллизация их магмы до поступления в конечные камеры внедрения (для этого допущения имеются некоторые основания), но не до тех величин, которые наблюдаются в реальности, так как кристаллизационное тепло в большей части сохраняется до завершения процесса кристаллизации всего объёма магмы.

Причина пониженной энергетической возможности нижненорильско-нижнеталнахских интрузий могла состоять в том, что их магма была более низкотемпературной, чем магма рудоносных интрузий. Этим интрузиям свойственны исключительно низкие содержания хрома (69 г/т против 165 г/т для рудоносных интрузий) и металлов платиновой группы (0,4 г/т против 18,96 г/т). Такие содержания характерны для пироксенитов. Они указывают на иной источник магмы данных интрузивов. Она могла зарождаться за счёт пироксеновой составляющей мантии, в том числе за счёт «пироксенового пиролита». В разрезе мантии он занимает более высокую позицию и имеет более низкую температуру



Рис. 6. Распределение рудного вещества по длине Талнахского интрузива:

А – изменение соотношения масс сульфидного и силикатного вещества (красная кривая с номерами пиков) и площади поперечного сечения интрузива (чёрная кривая с номерами мест перехода суженных в расширенные участки), по оси ординат – отношения масс, по абсцисс: над чертой – номера линий разведочного бурения, под чертой – номера разведочных блоков; сквозные вертикальные линии фиксируют общую приуроченность скоплений рудных веществ к местам перехода суженных в расширенные участки интрузива; Б – изменение площади поперечного сечения и распределение масс сульфидов вкрапленных и массивных руд Талнахского интрузива (проекция на вертикальную плоскость; В–Г – распределения никеля и меди в общей магматической массе; 1 – контур магматического тела, приведённого к форме трубы (диаметр максимального сечения на линии 47 составляет около 511 м); 2 – масса вкрапленных сульфидов в интрузиве; 3 – масса сульфидов массивных и экзоконтактовых руд; 4 – условная осевая линия интрузива; 5 – номера разведочных блоков (ширина блоков 400 м); 6 – номера разведочных линий; КЗ-285 – номера разведочных скважин; внутри рисунков (1–7) номера переходов суженных в расширенные участки интрузии; красные цифры – номера пиков отношений сульфид/силикат плавления, чем нижележащая оливиновая (перидотитовая) мантия, являющаяся источником рудоносных магм. В таком случае магма нижненорильских-нижнеталнахских интрузий должна зарождаться и внедряться раньше, чем магма рудоносных интрузивов (предварять появление последних), что проявлено в их реальном соотношении. Следовательно, нижненорильсконижнеталнахские интрузии могут использоваться в качестве указателя на возможность нахождения в поле их развития рудоносных интрузивов, как это наблюдается в действительности.

Свойственные рудоносным интрузиям экзоконтактовые преобразования возможны при длительном поступлении во вмещающую среду стабильно высокотемпературного (≥1000°С) теплового потока, постоянно поддерживающегося «свежей» магмой. В случае большого объёма магматических масс типа Бушвельдского комплекса поступление тепла в основном осуществляется конвекцией магматического расплава от внутренних (центральных) частей резервуара к его краям. А при малых объёмах типа Норильских рудоносных интрузий – продольной конвекцией магмы. В них она постоянно доставляет «свежий» высокотемпературный расплав в головные части магматической колонны и тем самым обеспечивает длительный высокотемпературный нагрев вмещающей среды. При одноактном поступлении магмы в конечные камеры внедрения её конвекция ограничена и изменение вмещающей среды соответствует возможностям теплового запаса одноактной порции магматического расплава. Именно этот вариант свойственен слаборудоносным и безрудным интрузиям.

«Импульсивное» изменение площади поперечного сечения, мощности и массы интрузий по их длине. Изменение площади поперечного сечения по протяжённости рудоносной части интрузивов выражено в чередовании сравнительно коротких суженных участков («пережимов») с более протяжёнными расширенными («камерами»). Оно напоминает чередование ёмких углублённых частей (омутов) с мелкими и короткими участками (перекатами) обычно небольших равнинных рек (см. рис. 2, Ж), профиль дна которых определяется глубиной вымывания водным потоком подстилающих пород.

В Талнахском интрузиве на протяжении 17,2 км выделяется шесть пережимов протяжённостью 100–400 м и семь расширений – камер длиной 800–1600 м (рис. 4, А). В пережимах площадь поперечного сечения меняется от 60 до 130 тыс. м², а в расширениях – от 84 до 204 тыс. м². Переход суженных в расширениях – от 84 до 204 тыс. м². Переход суженных в расширенные участки обычно совершается довольно резко, достигая двукратного и большего увеличения площади поперечного сечения на расстоянии порядка 400 м (см. рис. 4, А) и 50 м уступа по высоте на 100 м длины (см. рис. 4, Б). Соответственно, по длине интрузива изменяется его масса (см. рис. 4, А) при общем её увеличении в направлении фронта интрузии (с севера на юг) и наибольшем скоплении в предфронтальной части (профили 35–59).

Изменение площади поперечного сечения интрузива (см. рис. 4, А, Б) происходит, во-первых, за счёт изменения его ширины, во-вторых – мощности («высоты»), а в-третьих – того и другого. Увеличение сечения за счёт ширины приводит к рассредоточению массы и уменьшению мощности кумулятивного горизонта (Гп) и рудного вещества (см. рис. 4, А, Б, линии 43 и 127), тогда как увеличение за счёт мощности – к их большему концентрированию, размещению на меньшей площади по сравнению с увеличением сечения за счёт ширины интрузива (см. рис. 4, А, Б, линии 83 и 107).

Наблюдаемое изменение площади поперечного сечения по длине интрузива свидетельствует о неравномерном («импульсивном») и поэтапном поступлении магмы в конечную камеру её внедрения. Причиной тому могли быть чередование периодов накопления магмы в питающем очаге до критических значений по давлению и поэтапный подъём её в вышележащие толщи. Они приводят к прорыву фронтальной камеры и дальнейшему продвижению магматического расплава (подобные перерывы в поступлении магм и её прорывы во вмещающих толщах свойственны всем известным палеои современным вулканам). И чем длительнее происходит накопление в питающем очаге критических величин, тем более объёмными становятся фронтальные камеры внедрения из-за более продолжительной (неостанавливающейся) циркуляции (конвекции) магмы и большего выноса из них материала вмещающих толщ обратным потоком.

Пережимы могут представлять собой участки прорыва магмы из расширенной камеры во время достижения в ней сверхкритических величин по давлению. После этого снова наступает спокойное состояние, когда продольно циркулирующая магма «вырабатывает» новое расширенное пространство. И так до следующего достижения критического давления и последующего нового прорыва, пока не иссякнут «силы» магматического очага для обеспечения продвижения интрузива вперёд.

Пережимы и расширения магматического канала меняют скорость течения в них магмы, приводят к изменению мощности и массы дифференциатов интрузива и способствуют накоплению рудного вещества. При этом кумулятивные минералы (в основном оливин) и рудное вещество (частицы сульфидного расплава) оседают и накапливаются преимущественно в интервалах снижения скорости течения магмы, а именно, в переходах суженных в расширенные участки, как это наблюдается в реальности (см. рис. 4).

На рис. 4, А видно, что наибольшему изменению подвержена безрудная часть интрузива – горизонты Го+Гос+Гбо и Гд. За счёт неё проявлены резкие колебания в поперечном сечении интрузивного тела, как и образование в нём пережимов. Рудоносные горизонты



Рис. 7. Изменение средних содержаний меди и никеля по разведочным линиям западной ветви месторождения Норильск I. По работе [8]

(Гп, Гт и Гк) характеризуются меньшими, но более частыми колебаниями масс. Причём их увеличение и уменьшение обычно не совпадают с таковыми безрудных дифференциатов и интрузива в целом. Это может указывать на то, что накопление кумулятивных минералов и рудного вещества в рудоносных горизонтах в основном происходило не из выше находящегося стационарного объёма магмы, а из проходящего (конвектирующего) и обновляющегося её потока. По завершении конвекции за счёт остановившей движение магмы сформировались верхние безрудные горизонты интрузий (Го+Гос+Гбо и Гд) и их кумулятивный продукт – сравнительно маломощный оливин-биотитовый горизонт (Гоб), несколько обогащённый оливином и содержащий небогатую сульфидную минерализацию.

Большее изменение площади поперечного сечения безрудных горизонтов могло быть связано с тем, что они кристаллизовались в основном на стадии прекращения продольной циркуляции магмы, по существу в стационарных условиях завершали становление интрузива, заполняя собой все неровности, оставшиеся от предшествующих динамичных процессов. Таким образом, отсутствие чётких прямых соотношений в распределении масс и мощности рудоносных горизонтов и вышележащей безрудной части интрузива свидетельствует о том, что формирование первых не имело определяющей зависимости от последней, и что оно происходило не в стационарных, а в динамических условиях. Собственное (более частое) колебание в распределении масс рудоносных горизонтов указывает на их образование из «волновых» потоков магматического расплава, последовательно сменяющихся многократными новыми поступлениями магмы.

В случае одноактного внедрения расплава в магматическую камеру происходит стационарное становление интрузивных массивов, приводящее к сравнительно равномерному (соответствующему мощности магматического слоя) накоплению кумулятивных минералов и рудных масс. Это свойственно известным в Норильском районе сульфидоносным интрузиям нижненорильско-нижнеталнахского типа.

Увеличение мощности рудоносных интрузий в основном осуществляется за счёт углубления их нижней границы, выраженного «исчезновением» подстилающих пород рамы (см. рис. 1, разрезы Б-1, В-1, В-2, Д-1). Эти углубления пунктирно трассируются в «фарватере» интрузива на фоне его практически повсеместной и непрерывной 100-метровой мощности (см. рисунки 4, Б и 5, А).

Пунктирное распределение углублений по длине интрузива может соответствовать остановкам в продвижении магматической колонны, а их образование обусловливаться длительной конвекцией магмы на остановках (в одном месте), обеспечивающей значительный вынос корового материала и формирование пространства для ёмких магматических камер – расширенных участков интрузий.

Направленность и ориентация углублений отражают нахождение фарватера магматического потока. А наличие их свидетельствует о возможности накопления в интрузиве промышленных залежей руд. Именно к ним тяготеет наибольшее скопление руд в известных рудоносных интрузиях Норилского района.

Отмеченные закономерности реально существуют и контролируют рудоносность магматических тел. Выявление и использование их в прогнозно-поисковых целях могут обеспечить полноту и надёжность оценки продуктивности перспективных площадей. В Норильском районе ещё остаются недооценённые территории и объекты, поисковые работы на которых проводились без учёта этих закономерностей. В качестве примера можно привести северную часть Хараелахской мульды. Выявленную здесь Западную ветвь Тальминской интрузии норильского типа исследовали так, что все скважины разместились в краевых частях интрузива (см. рис. 5, Б). В результате перспективный массив остался практически неизученным в отношении его рудоносности.

Неравномерное распределение рудного вещества по длине интрузивов. Рудоносным интрузиям Норильского района свойственно неравномерное, но вполне закономерное, распределение и изменение количества и состава рудного вещества вдоль их протяжённости: наибольшее накопление его приурочено к фронтальным и предфронтальным частям интрузивов, а по длине интрузивных тел – к местам перехода суженных в расширенные участки (см. рисунки 1, А–Д, 4 и 6). Изменение проявляется во всех составляющих: в общей рудной (сульфидной) массе, в типах руд и в количестве рудных компонентов – в минеральном и химическом составах [4]. Данные закономерности являются «завершающим» поисковым признаком, обеспечивающим обнаружение уже конкретных рудных тел.

Изменение количества сульфидного вещества в отношении к силикатной массе по длине Талнахского интрузива показано на рис 6. А. Оно колеблется от ≤0,01 (1,0 мас.%) до 0,12 (12,0 мас.%). Проявлено семь основных максимумов. Практически каждый из них расположен в переходе суженного в более расширенный участок интрузии по направлению внедрения и течения магмы.

Изменения по типам рудного вещества отображены на рис. 6, Б. Максимумы скопления массивных руд совпадают с максимумами вкрапленных сульфидов, и вместе они приурочены к переходам суженных в распиренные участки. И те, и другие не проявляют чёткой зависимости от масс Гп, Гт и Гк, но эпизодически совпадают с ними (см. рис. 4, А). Нет их прямой связи и с безрудными дифференциатами.

На рис. 4, Б видно, что нахождение массивных руд «соседствует» с участками максимальной мощности интрузивов, фиксирующими собой места их углубления. Имеющиеся отклонения от них могут быть связаны

Рис. 8. Схема формирования рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений талнахского типа:

1 — головная кашеобразная часть магматической колонны; 2 — верхние и нижние контактовый и такситовый габбро-долериты; 3 — внедряющаяся и циркулирующая магма; 4 — фенокристы оливина; 5 — выделения сульфидной жидкости; 6 — оливин, выделяющийся при внутрикамерной кристаллизации магмы; 7 — массивные руды; 8 — экзоконтактовое вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение; 9 — кристаллизующаяся магма; 10 — направления движения кристаллов оливина и выделений сульфидной жидкости; I—IX — этапы внедрения и становления рудоносных интрузий и накопления рудного вещества



с большой возможностью растекания (миграции) тяжёлой сульфидной жидкости (расплава) от места её первичного накопления.

Наибольшее скопление массивных руд (см. рисунки 4, А и 6, Б) более чем в 3 раза превышает максимальную концентрацию вкрапленных в интрузиве сульфидов и приходится на предфронтальную часть интрузии, совпадая с максимумами концентрации вкрапленных в интрузиве и экзоконтактовых сульфидов. Таким образом, здесь проявлено абсолютное накопление (по всем типам руд) сульфидного вещества.

Наблюдаемое распределение сульфидного вещества свидетельствует о независимости накопления массивных и экзоконтактовых руд от сульфидов, вкрапленных в интрузиве, и указывает на частичное перемещение их из массивных в экзоконтактовые руды.

Распределение и изменение содержаний рудных компонентов (Ni и Cu) по длине интрузий показаны на рисунках 6, B–E и 7 (аналогичные сведения о других элементах – Co, Pt, Pd, Rh и Au – имеются в работе [4]). Видно осцилляционное распределение и увеличение содержаний никеля и меди от тыловых к фронтальным частям интрузий: с севера на юг в Талнахском (см. рис. 6, B) и с юга на север в Норильском (см. рис. 7) интрузивах. Причём это увеличение коррелируется с увеличением в том же направлении общей массы рудного вещества (см. рис. 6, A, Б) при резком повышении в пиках (максимумах) содержания меди по отношению к никелю (см. рис. 6, B).

В Талнахской интрузии проявлено семь основных пиков содержания меди и никеля, каждый из которых соответствует повышенному количеству рудного (сульфидного) вещества (см. рис. 6, А, Б), приуроченному к местам перехода суженных в расширенные участки интрузива. Наиболее резкое увеличение содержания меди (см. рис. 6, В, пик 7) происходит в основном за счёт богатых Си массивных руд (см. рис. 6, Д), которые резко отличаются по этому показателю от двух более северных залежей сплошных сульфидов, весьма бедных медью. Создаётся впечатление, что южный («головной») участок (пик 7) обогатился медью за счёт двух более северных (относительно тыловых) участков интрузива.

Подобная картина («сгон» меди от тыловых к фронтальным частям интрузива) характерна и для интрузии Норильск I (см. рис. 7). Здесь она выражена в изменении содержания меди по рудным горизонтам (Гоб, Гп, Гт и Гк) как вдоль их протяжённости, так и в вертикальном разрезе.

Существует общая закономерность, свойственная Pt-Cu-Ni месторожденям. Сульфидное вещество практически во всех своих выделениях дифференцировано в направлении от бедных к богатым медью разновидностям. Это связано с большим температурным и временным интервалом кристаллизации исходного сульфидного расплава (от ~1100 до ~850°C), предкристаллизационным его разделением на относительно

высокотемпературную, богатую железом («пирротиновую») и низкотемпературную, богатую медью и минералами платиновой группы (МПГ) («халькопиритовую») жидкости и более ранней (опережающей) кристаллизацией пирротина, позволяющей медистой фракции мигрировать на малые и большие расстояния [4]. Дифференциация сульфидов в вертикальном разрезе интрузива и подстилающих пород вполне понятна. Она связана с более длительным нахождением медистой составляющей сульфидов в жидком состоянии и её миграцией вниз под действием силы тяжести. Но их перемещение и фракционирование по горизонтали, вдоль интрузива и на большие расстояния, возможно лишь совместно с силикатным расплавом, находясь в нём в рассеянном (диспергированном) состоянии [4, 7]. Тем не менее, причина и этого фракционирования остаётся прежней. Она состоит в большом температурном интервале кристаллизации сульфидного расплава, обеспечивающем накопление меди в остаточной низкотемпературной фракции и длительное нахождение последней в жидком состоянии.

Этот процесс может приводить к накоплению меди (а также ассоциирующих с ней МПГ и Au) во фронтальной части магматической колонны путём переноса их (концентрирующихся в остаточном сульфидном расплаве) из тыловой части колонны конвектирующим потоком магмы.

В рудоносных интрузивах обогащение сульфидов медью (см. табл. 1) всегда сопровождается увеличением в них содержания МПГ [4]. Этот факт является исключительно важным поисковым признаком, так как медистые сульфиды безрудных интрузий практически всегда бедны платиноидами.

В обобщённом виде условия внедрения и становления рудоносных интрузий в конечных камерах отображены на рис. 8.

В головной части поднимающегося магматического столба накапливались протокристаллы плагиоклаза [4, 7]. При внедрении магматической колонны в субгоризонтальном направлении за счёт её головной части образовалась периферическая часть интрузива – силл лейкократового габбро, содержащий первичную платино-медно-никелевую минерализацию (см. рис. 8, позиция I).

Затем в ещё не полностью застывший лейкократовый силл внедрялась последующая часть магматической колонны (позиция II). Она имела более высокую температуру, чем фронтальная часть (~1300°С), и содержала протокристаллы оливина и хромита. Внедрение её осуществлялось в одном направлении, поэтапно, с остановками, которые зафиксированы в виде расширенных участков (камер) интрузива. При внедрении тыловой части колонны лейкократовая составляющая силла, обогащённая протокристаллами плагиоклаза, преимущественно отжималась к верхнему эндоконтакту. Здесь она образовывала фрагментарные тела лейкократового габбро и верхнего такситового габбро-долерита, в которых к первичной сульфидной минерализации добавилась наложенная, обогащённая металлами платиновой группы. Меланократовая же часть силла участвовала в образовании такситового и контактового горизонтов основного тела интрузии.

Поэтапное внедрение колонны (позиции III–V) сопровождалось циркуляционным движением расплавной жидкости от тыловых к фронтальным частям магматического канала и обратно. Последнее обусловливало накопление частиц сульфидной жидкости и протокристаллов оливина преимущественно в области замыкания циркуляционной ячейки, где происходило наибольшее понижение температуры, и в местах перехода от суженных к расширенным участкам из-за снижения скорости течения магмы.

Частицы сульфидной жидкости, укрупняясь с понижением температуры, по мере продвижения магматической колонны вперёд оседали и проникали в подстилающие интрузив породы через слой контактового и такситового габбро-долеритов. В результате скопления этих частиц образовались сплошные залежи сульфидных руд и экзоконтактовые прожилково-вкрапленные руды.

После прекращения продвижения магматической колонны вперёд (позиция VI) наступал длительный период общей продольной циркуляции магмы по всей длине субгоризонтального магматического канала с замыканием потока в самой удалённой (фронтальной и предфронтальной) его части. Здесь происходило максимальное накопление сульфидного вещества.

Со временем фронтальная часть канала настолько остывала и затвердевала, что теряла возможность участвовать в продольном циркуляционном движении. Замыкание ячейки поэтапно отступало назад вплоть до тыловой части субгоризонтального, а затем и субвертикального канала (позиции VII–IX).

Сульфидное вещество, оседавшее на стадии отступления циркуляционной ячейки, накапливалось в нижних, существенно консолидированных горизонтах интрузива – в контактовом, такситовом и пикритовом габбро-долеритах, формируя тем самым вкрапленные в интрузиве руды.

В связи с тем, что конфигурация сечения интрузива формировалась в основном на стадии его продвижения вперёд, наибольшее оседание сульфидов происходило в тех же местах – на переходах от суженных к расширенным участкам. Именно этим объясняется совпадение мест увеличения концентрации сульфидов как во вкрапленных в интрузиве, так и в экзоконтактовых и массивных рудах.

Состояние сульфидов, транспортируемых магмой, определяется как гомогенный сульфидный расплав [4]. С охлаждением, в предкристаллизационный период, гомогенный расплав распадался на богатую железом («пирротиновую») и богатую медью («халькопиритовую») жидкости, кристаллизующиеся не одновременно, в широком температурном интервале – от 1190 до 1150°С и от 1150 до 850°С, соответственно.

Изменение состава руд, выражающееся в повышении содержания меди, палладия, платины и золота к фронтальной части интрузива, объясняется переносом («сгоном») наиболее легкоплавкой и подвижной медистой части сульфидного вещества, обогащённой металлами платиновой группы и золотом, из тыловых во фронтальные части интрузии на стадии общей продольной циркуляции магмы.

Локальная неоднородность состава сульфидного вещества, проявленная в многочисленных чередованиях по длине интрузива обогащённых и обеднённых цветными и благородными металлами участков, обусловлена миграцией медистой фракции сульфидного расплава, кристаллизующейся на ≥200°С ниже, чем железистая («пирротиновая») фракция. При этом временной разрыв в их затвердевании может составлять многие сотни лет в зависимости от скорости остывания системы.

Наибольшая длительность нахождения в жидком (подвижном) состоянии свойственна медистой фракции вкрапленных в интрузиве руд. Перемещение медистой жидкости обусловливается тектоническими подвижками и уменьшением («усыханием») магматического объёма при переходе системы от жидкого к твёрдому состоянию.

Таким образом, с помощью процесса продольной магматической циркуляции могут быть объяснены наблюдаемые особенности и закономерности, присущие норильским рудоносным интрузиям и связанным с ними платино-медно-никелевым месторождениям. При этом формулируется важный в практическом отношении вывод: чем больше было циркуляционных циклов в рудоносном интрузиве, тем больше накапливалось в нём рудного вещества. Циркуляционные циклы приводили к накоплению не только рудного вещества, но и тепловой энергии, отражённой в метаморфизме вмещающих пород. Следовательно, чем больше масса и мощность контактовых роговиков вокруг рудоносного интрузива, тем он богаче рудным веществом.

Рассмотренные особенности и закономерности позволяют сформулировать в упрощённом варианте оптимальную последовательность выполнения геологоразведочных работ в ходе поисков Pt-Cu-Ni месторождений: 1) выделение магматического поля с проявлениями лейкократового габбро; 2) выявление в нём перспективного интрузивного тела, вытянутого в одном направлении; 3) выяснение наличия в этом теле неравномерного распределения магматических масс, выраженного в чередовании по длине интрузива суженных с расширенными (сравнительно мощными, углублёнными в подошве) участками; 4) детальное опоискование мест перехода суженных в расширенные участки; 5) нахождение в них наибольших скоплений рудных веществ.

Территория Норильского района остаётся недостаточно изученной в отношении обнаружения новых платиномедно-никелевых месторождений. Изложенные в статье данные могут способствовать решению этого вопроса.

Основные результаты и выводы состоят в следующем.

1. Выделены и охарактеризованы специфические особенности и закономерности рудоносных интрузий Норильского района, абсолютные в своём проявлении и определяющие в применении независимо от объяснений их происхождения.

2. Обоснованы и описаны возможные причины существования выделенных особенностей и закономерностей. Главными из них являются специфичные условия поступления сульфидоносных магм в конечные камеры внедрения и становления в них магматических тел.

3. Специфика поступления магм состояла в их импульсивности и продольной конвекции, обеспечивающих многократную смену свежих порций магматического расплава, приводящую к обогащению сульфидным веществом фронтальной и предфронтальной частей рудоносных массивов.

4. Показана целесообразность применения выделенных особенностей и закономерностей в прогнознопоисковых целях.

5. Полученные данные позволяют выполнить анализ опоискованности Норильского района и определить возможность выявления в нём новых Pt-Cu-Ni месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Бэтчелор Дж. Введение в динамику жидкости. – М.: Мир, 1973.

- Геология и рудоносность Норильского района / О.А.Дюжиков, В.В.Дистлер, Б.М.Струнин и др. – М.: Наука, 1988.
- 3. Лихачев А.П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 10. С. 75–89.
- 4. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006.
- 5. Лихачев А.П. К вопросам образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах // Отечественная геология. 2017. № 6. С. 80–93.
- *Лихачев А.П.* Непроизвольная сущность геологических и других природных процессов и определяющая роль воды в их проявлении // Отечественная геология. 2018. № 6. С. 67–76.
- Лихачев А.П. Возможность самообогащения рудным веществом и тяжелым изотопом серы (³⁴S) мантийных магм, формирующих платино-медно-никелевые месторождения и перспективное место для локализации руд в Норильском районе // Отечественная геология. 2019. № 3. С. 32–49.
- 8. *Роговер Г. Б.* Месторождение Норильск I. М.: Госгеолтехиздат, 1959.
- Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М.: ИГЕМ РАН, 2001.
- Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм норильских интрузий. – М.: Научный мир, 2002.
- A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk-Talnakh district, Siberia // G.K.Czamanske, V.Ye.Kunilov, A.P.Likhachev et al. // Can. Mineral. 1992. Vol. 30. P. 249–287.
- Likhachev A.P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region // Proceedings of the Sudbery Noril'sk symposium. Ontario. 1994. Special vol. 5. P. 185–201.

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.

DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10038

УДК 553.81(470.11) © Р.Н.Пенделяк, А.В.Морозов, В.А.Могутова, 2019

Геологическое строение трубки им. В.Гриба и её индикаторные особенности в геофизических полях

Р.Н.ПЕНДЕЛЯК, А.В.МОРОЗОВ, В.А.МОГУТОВА (Акционерное общество «АГД ДАЙМОНДС»; 163001, г. Архангельск, Троицкий проспект, 168)

Рассматриваются геологическое строение алмазоносной кимберлитовой трубки месторождения им. В.Гриба, её взаимоотношения с вмещающими породами, тектоническое положение, особенности проявления трубки в геофизических полях.

На основании обобщения геолого-геофизических материалов предшественников и анализа данных, полученных в ходе доразведки месторождения и его эксплуатации, уточнены прогнозно-поисковые критерии месторождений алмазов и методика поисковых работ на территории Зимнебережного алмазоносного района. Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов позволил сделать вывод о высокой перспективности Архангельской алмазоносной провинции на обнаружение новых месторождений алмазов.

Ключевые слова: месторождение, кимберлит, алмаз, кимберлитовмещающий разлом, экзоконтакт, эндоконтакт, геофизическая аномалия, прогнозно-поисковый критерий, Зимнебережный алмазоносный район, Архангельская алмазоносная провинция.

Пенделяк Роман Николаевич Морозов Александр Викторович



rpendelyak@agddiamond.com gok_geolog@agddiamond.com vmogutova@agddiamond.com

Могутова Виктория Александровна

Geological structure of the tube V.Griba and its display features in geophysical fields

R.N.PENDELYAK, A.V.MOROZOV, V.A.MOGUTOVA (Joint stock company «AGD Diamonds»)

Geological structure of the diamondiferous kimberlite pipe of the Grib diamond deposit, its relationship with the host rocks, tectonic position, features of the pipe in the geophysical fields is considered.

Prognostic and prospecting criteria of diamond deposits and the methodology of prospecting works on the territory of the Zimneberezhnyi diamondiferous region are specified on the basis of generalization of the geological and geophysical materials of the predecessors and analysis of the data received during additional exploration of the deposit and its exploration. The analysis of the available geological and geophysical materials allowed to draw a conclusion about high prospects of the Arkhangelsk diamondiferous province for the discovery of new diamond deposits. *Key words*: deposits, kimberlite, diamond, kimberlite-displacement fault, exocontact, endocontact, geophysical anomaly, prognostic and search criteria, Zimneberezhny diamondiferous region, Arkhangelsk diamondiferous province.

Настоящая статья базируется на части материалов колоссального объёма исследований, выполненных предшественниками. Учитывая современные данные, полученные в результате отработки месторождения, в работе речь пойдёт о визуальных особенностях геологического строения трубки им. В.Гриба и их применимости при поисках новых месторождений алмазов. Минералого-геохимические особенности трубки – это тема для отдельных работ [2]. Крупнейшая алмазоносная кимберлитовая трубка в Европе, расположен-

ная в Архангельской области на севере Европейской части России (рис. 1), была открыта в феврале 1996 г. в рамках поисково-оценочных работ на Верхотинской площади. Открытию месторождения предшествовали годы кропотливой работы коллектива ГП «Архангельскгеология» (сейчас АО «АГД ДАЙМОНДС»), в течение которых было открыто и разведано более 400 месторождений полезных ископаемых – нефти и газа, алмазов, углей, горючих сланцев, воды, цветных, редких и благородных металлов, неметаллического мине-



Рис. 1. Административное положение трубки им. В.Гриба

рального сырья, цемента, карбонатного и химического сырья, строительных материалов.

Работы по изучению месторождения им. В.Гриба выполнены в три стадии: 1) оценка (1996–2001 гг.), 2) разведка (2002–2004 гг.), 3) доизучение месторождения (2008–2009 гг.). Запасы месторождения утверждены протоколом ГКЗ в 2010 г. в объёме 98 млн. карат, в том числе 57 млн. карат для добычи открытым способом. Промышленная отработка ведётся с 2014 г., глубина карьера по состоянию на 01.04.2019 г. составляет 217 м.

Трубка им. В.Гриба находится в центральной части Зимнебережного алмазоносного района, в пределах Верхотинского поднятия Ручьевского выступа кристаллического фундамента. Приурочена к кимберлитовмещающему разлому север-северо-восточного простирания мощностью 50 м. Трубка прорывает слаболитифицированные осадочные породы верхнего рифея и верхнего венда, а перекрывается толщей терригенных и карбонатных пород среднего карбона и рыхлых четвертичных отложений. Полная мощность вмещающих трубку пород осадочного чехла (венд+ рифей) составляет 1150 м, общая средняя мощность перекрывающих отложений – 66 м.

Трубка сложена (рис. 2) породами двух фаз внедрения (ксенотуфобрекчия и кимберлит), резко различающимися как по составу, так и по уровню алмазоносности, и кратерными вулканогенно-осадочными отложениями, участками визуально схожими с вмещающими дезинтегрированными отложениями венда. Контакты между разнофациальными породами и отложениями чёткие, резкие, уверенно устанавливаются как визуально по керну и в карьере, так и по каротажу.

Породы первой фазы внедрения (туфо- и ксенотуфобрекчии) до глубины 360 м (горизонт –250 м) развиты в южной половине диатремы. Они перекрываются кимберлитами и дезинтегрированными вендскими отложениями. Мощность перекрывающих кимберлитов на юге изменяется от 20 до 60 м, на западном фланге составляет 160–190 м, а мощность перекрывающих вендских отложений – 180 м. С глубиной (ниже горизонта –250) расширяется площадь развития пород I фазы: в северо-западной части трубки и глубже горизонта –750 м они занимают уже более 75% площади трубки. Ниже горизонта –900 м ранее единый рудный столб пород первой фазы разделяется на два канала, изолированных друг от друга вмещающими породами.

Рудный столб кимберлитов представляет собой крутопадающее, сужающееся с глубиной тело неправильной формы, с грибообразным расширением в верхней части и заливом вдоль северо-западного контакта трубки, прослеживающимся до глубины 820-840 м. В интервале глубин 860-1010 м (ниже горизонта -750 м) рудный столб кимберлитов локализуется вдоль северовосточного контакта трубки, имеет северо-западную ориентировку и приобретает вытянутую дайкообразную форму. На горизонте -100 м рудный столб кимберлитов занимает 80,5% площади трубки, на горизонте - 300 м - 51,3%, на горизонте -500 м - 40,8%, на горизонте -700 м - 31,7% и на горизонте -900 м - 27,1%. На горизонте -900 м размеры рудного столба кимберлитов 180×25 м.

Кратерный раструб имеет чашеобразную форму с крутыми бортами, выполнен разнообразными вулканокластическими, вулканогенно-осадочными породами: от кварцевых глинистых песчаников и брекчий осадочных пород до кимберлитовых туффитов и туфов. Мощность отложений кратерной фации изменяется от 67,2 до 146,6 м и составляет в среднем 110 м. Наименьшие мощности в южной части трубки, наибольшие – в центральной.

В плане по поверхности трубка имеет ромбовидноокруглую форму, вытянутую в северо-восточном направлении (азимут 25°). В вертикальном разрезе она представляет собой сложный перевёрнутый конус с раструбом в верхней части. Размер трубки под поверхностью перекрывающих отложений 575×500 м, с глубиной трубка уменьшается, но вытянутость в северовосточном направлении возрастает за счёт узких клинообразных заливов в северной и южной частях. Размер трубки на глубине 500 м (горизонт –390 м) составляет 425×260 м, на глубине 1000 м (горизонт –890 м) – 320×120 м.



Рис. 2. 3-D модель трубки им. В.Гриба:

кратер: 1 — туфопесчаники, туффиты и туфы, 2 — песчаники и туфопесчаники, 3 — туфы, туффиты и брекчии осадочных пород; жерло, стадия внедрения: 4 — вторая, кимберлит, 5 — первая, ксенотуфобрекчия и туфобрекчия

Ксенотуфобрекчии характеризуются пятнистой окраской, преобладают красноцветные разности, зеленоцветные развиты преимущественно на контакте с кимберлитами и на глубоких горизонтах в южной части диатремы. Породы мелко-, среднеобломочные, брекчиевой, пятнистой, реже полосчатой текстуры. В приконтактовых зонах трубки иногда развиты крупнообломочные разности. В составе обломочного материала ксеногенные обломки составляют 60-70%, кимберлитовые – 30–40%. Ксенолиты представлены преимущественно обломками вмещающих пород, по составу преобладают аргиллиты и алевролиты, реже отмечаются обломки пород фундамента (гнейсы, гранито-гнейсы, габброиды) и мантийных пород (эклогиты, лерцолиты, дуниты, верлиты, пироксениты). Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 3-5 см, реже до 20 см и более. Кимберлитовый материал представлен автолитами и их обломками, псевдоморфозами серпентина и сапонита по оливину, зёрнами пиропа, пикроильменита, пластинками хлоритизированного флогопита. Цемент ксенотуфобрекчий песчано-глинистый с примесью карбоната и сапонита, ожелезнённый.

Туфобрекчии занимают небольшие объёмы. Развиты в основном на контакте кимберлитов с ксенотуфобрекчиями, с последними имеют постепенные переходы. Выделяются два типа туфобрекчий. Туфобрекчии I типа характеризуются пятнистой окраской и имеют постепенные переходы с ксенотуфобрекчиями, отличаясь явным преобладанием магматического материала (60-70%) над ксеногенным (30-40%). Туфобрекчии II типа располагаются в виде прерывистых зон мощностью от 1,5 м до 10-20 м на контакте ксенотуфобрекчий с кимберлитами. Реже эти породы отмечаются в толще ксенотуфобрекчии на небольшом удалении от контакта с кимберлитами. Внешне туфобрекчии II типа представляют собой зеленовато-серую, плотную, мелкообломочную породу. Обломочная часть составляет 80-85%. В её состав входят: ксеногенные обломки (50-60%), псевдоморфозы по оливину (25-35%), автолиты (10-15%). Ксеногенные обломки представлены в основном ксенолитами вмещающих пород венда. Связующая масса туфобрекчий криптозернистого тонкочешуйчатого строения тальк-смектитового состава.

По петрографическим особенностям выделяются три разности кимберлитов: порфировидные, массивные и порфировые. Первые две разности преобладают.

Порфировый кимберлит развит в центральной части трубки в основном на глубинах 400 и более метров. Макроскопически он представляет собой массивную породу серо-зелёного, серо-голубого цветов с хорошо выраженной структурой, состоящую из порфировых выделений, связывающей массы и единичных ксенолитов, количество и размер которых с глубиной уменьшается. Порфировые вкрапленники представлены псевдоморфозами по оливину смешанного карбонатсерпентин-смектит-гидроталькового состава. С глубиной наблюдаюся зёрна неизменённого и слабоизменённого оливина. Связующая масса имеет хлорит-карбонат-смектитовый состав с тонкой примесью рудного вещества. Из минералов спутников наблюдаются гранат, хромдиопсид, пикроильменит, флогопит.

Порфировидные разности приурочены к периферийным частям рудного столба кимберлитов, к контактам с вмещающими породами, с туфо-, ксенотуфобрекчиями и к верхам диатремовой части трубки. Порфировидные кимберлиты имеют серо-зелёную, тёмно-серую с зеленоватым оттенком окраску, характеризуются чётко выраженной порфировидной (брекчиевидной) текстурой, проявленной в распространении большого количества (15–25%) обломковидных фрагментов, чётко выделяющихся на фоне основной криптокристаллической массы. Кристаллокласты составляют 1–4%, представлены псевдоморфозами серпентина, сапонита, карбонатов по оливину, оранжевым гранатом, пиропом, пикроильменитом, флогопитом, хромдиопсидом,



Рис. 3. Геологический разрез трубки им. В.Гриба:

1 – четвертичные отложения (Q); средний карбон: 2 – олмугоокуевская (C₂*ol*+*ok*), 3 – воереченская (C₂*vr*) и 4 – урзугская (C₂*ur*) свиты; верхний венд: 5 – падунская (V₂*pd*), 6 – мезенская (V₂*mz*) и 7 – усть-пинежская (V₂*up*) свиты; 8 – зона дробления; кратерная фация: 9 – третья (n3D₃–C₂), 10 – вторая (n2D₃–C₂) и 11 – первая (n1D₃–C₂) пачки; жерловая фация: 12 – первая (i1D₃–C₂) и 13 – вторая (i2D₃–C₂) фазы; 14 – проектная скважина

реже клинопироксеном. С глубины 240 м появляются реликты свежего оливина. Литокласты (до 10% объёма породы) представлены автолитами размером 1–5 мм (до 30–100 мм). Ксеногенный материал, содержание которого составляет 1–3%, состоит из обломков алевролитов, аргиллитов, реже песчаников, в заметных количествах встречаются ксенолиты пород фундамента и ксенолиты глубинных пород. Размер обломков до 15– 20 см. Основная масса породы (35–40%) имеет криптокристаллическое микрочешуйчатое строение и состоит из полиминерального агрегата серпентина, сапонита, талька, карбоната и рудного вещества.

Массивный кимберлит чаще всего развит в центральной части рудного столба кимберлитов и представляет

собой плотную однородную породу чёрно-зелёного, зеленовато-тёмно-серого цветов. От порфировидного кимберлита отличается повышенной прочностью, серпентиновым составом псевдоморфоз и основной массы. Переходы от порфировидных разностей к массивным как постепенные, так и резкие. При этом во влажном состоянии массивный кимберлит может приобретать порфировидный облик.

В разрезе кратерной фации выделяются различающиеся по составу и содержанию кимберлитового материала рудные тела, мощность которых изменяется от первых метров до десятков метров. По содержанию магматического материала (м.м.), составу и типу цемента выделяются следующие разности пород: брекчии осадочных пород, песчаники (<1% м.м.), песчаники с магматическим материалом (до 1–3%), туфопесчаники (3–15% м.м.), туффиты (15–50(60)% м.м.), туфы (>50(60)% м.м.). Для удобства систематизации рудные тела объединены в три пачки пород, границы между которыми проводятся с некоторой долей условности, по преобладанию того или иного типа пород:

пачка 1 – туфы, туффиты, брекчии осадочных пород, прослои и линзы песчаников, туфопесчаников, маломощные субгоризонтальные внедрения кимберлита на этапе затухания магматической деятельности после становления трубки;

пачка 2 – переслаивание туфов, туффитов и туфопесчаников с подчинёнными прослоями и линзами песчаников;

пачка 3 – глинистые песчаники и алевролиты с незначительным (до 1–3%) количеством магматического материала, с редкими маломощными прослоями и линзами туфопесчаников.



Рис. 4. Положение рудовмещающего разлома в северном борту карьера

В западной части подошва кратера сложена туфами с высоким содержанием магматического материала (до 80–90%), а восточная – брекчиями осадочных пород, которые на контакте с кимберлитами представлены глыбовыми окварцованными агрегатами размером до 35 м в поперечнике.

По мере отработки месторождения уточняются морфологические параметры трубки. Помимо несущественных изменений в конфигурации трубки, наблюдается интересная особенность, заслуживающая пристального внимания. Так, на глубине 230 м (горизонт –120 м, подошва падунской свиты верхнего венда) по зоне кимберлитовмещающего разлома наблюдается резкое клинообразное расширение трубки на 100 м в южном направлении. Выше по разрезу (рис. 3) это расширение перекрывается бесструктурными отложениями падунской свиты верхнего венда, которые по керну диагностируются как дезинтегрированные вендские отложения и никоим образом не говорят о близости трубки. Следует обратить внимание на то, что проектная глубина скважин во время проведения поисковых работ на Верхотинской площади составляла порядка 100 м. Такая глубина бурения недостаточна для вскрытия скважиной жерловых образований в сложнопостроенных трубках с сохранившимися кратерными отложениями. Помимо этого, отработка месторождения им. В.Гриба показала, что конфигурация трубки с глубиной несколько отличается от модели, составленной при разведке; могут появиться расширения на глубинах больших, чем проектная глубина заверочной скважины, следовательно и бурение этих скважин необходимо вести до достижения структурных неизменённых вендских отложений, а не ограничиваться 10–40 м бурения по вмещающим породам.

Возвращаясь к кимберлитовмещающему разлому, следует отметить, что он уверенно диагностируется в бортах карьера (рис. 4), имеет азимут простирания 8° и мощность 50 м, представлен серией параллельных вертикальных разрывных нарушений, которые делят



Рис. 5. Взаимоотношение кимберлита с вмещающими породами на глубине 169 м



Рис. 6. Наземная геофизическая съёмка аномалии 441, выполненная в 1995 г.:

контур: 1 — наземной магнитной аномалии и 2 — трубки им. В.Гриба; 3 — пробуренные заверочные скважины; 4 эпицентр наземной магнитной аномалии; 5 — геоэлектрические профили и их номера; 6 — контур аномалии проводимости

его на блоки размером до 5 м в поперечнике и более. Разрывные нарушения заполнены песком или алевролитом либо не имеют заполнителя, при этом ширина самих разрывных нарушений может достигать 1–5 см. Вертикальных смещений не наблюдается. Породы в зоне разлома, в непосредственной близости к трубке дезинтегрированы до слабосцементированных песчаников.

Контакты трубки с вмещающими породами (рис. 5) чёткие, резкие. Исключение составляют контакты песчаников кратерной фации с вмещающими породами, которые устанавливаются по наличию в отложениях кратерной фации ксенолитов вмещающих пород и редких мелких (до 1 мм) псевдоморфоз по оливину. Приконтактовые изменения трубки незначительны, мощность зон эндо- и экзоконтакта, как правило, составляет не более 1 метра, в редких случаях достигая 2–3 м, в единичных случаях на локальных участках эндоконтактов до 10 и более метров. Зона экзоконтакта как с породами первой фазы внедрения, так и с породами второй фазы выражается в осветлении вмещающих пород (полном, пятнистом или прожилковом), в брекчировании и дезинтеграции вмещающих пород вплоть до песка. Вмещающие породы на контакте иногда в различной степени окварцованы или ороговикованы. Экзоконтакт отложений кратера с вмещающими породами, как правило, не проявлен, за исключением участков дезинтеграции вмещающих пород.

Зона эндоконтакта наиболее широко проявлена в породах второй фазы внедрения (кимберлит) и выражается в структурных изменениях (брекчирование, зеркала скольжения, смятие) и вторичных изменениях (многочисленные разнонаправленные карбонатные прожилки, щётки и жеоды кальцита, изменение окраски пород, общая карбонатизация). Участками содержание карбонатных прожилок в кимберлитах зоны эндоконтакта может достигать 50%, а размер жеод, заполненных кристаллами кальцита, до 1 метра.

Возвращаясь к истории открытия месторождения, следует отметить, что в геофизических полях трубка выражена слабо. В локальном аэромагнитном поле (съёмка 1986 г. масштаба 1:10 000) наблюдается слабоконтрастная аномалия интенсивностью 4 нТл, эпицентр которой смещён к востоку от геометрического центра трубки на 200 м. При анализе и разбраковке результатов аэромагнитной съёмки были выполнены наземные магниторазведочные работы, но исходных материалов и карт по ним, к сожалению, обнаружить не удалось. Скважина 906, заложенная в 1987 г. по графикам наблюдённого магнитного поля наземных магниторазведочных работ, была пробурена в 100 м к востоку от трубки. Смещение эпицентра аномалии (как аэромагнитной, так и наземной), по-видимому, связано с восточным направлением (под углом 75°) вектора намагниченности пород, выполняющих трубку [1].

В 1995 г. при повторном анализе материалов предшественников была проведена наземная магнитная съёмка масштаба 1:5000 в комплексе с профильной электроразведкой методом дипольного индуктивного профилирования (ДИП). По её результатам (рис. 6) эпицентр аномалии также оказался смещён на 200 м в северо-восточном направлении, и был выделен проводящий объект глубинного залегания размером ~100×150 м. Природа его происхождения может быть связана с прослоем гравелитов мощностью до 3 м в подошве перекрывающих урзугских отложений либо с особенностями строения верхней части кратера, где на востоке наблюдаются наиболее контрастно выраженные рудные тела в интервале глубин 70-100 м, представленные прослоями туфов, туффитов и туфопесчаников мощностью до 6 м. Но строение трубки и её взаимоотношение с вмещающими и перекрывающими породами мы знаем сейчас, а в 1996 г. скважина 441/1 была заложена в 150 м к юго-западу от центра

проводящего объекта и в 200 м к югу от эпицентра магнитной аномалии и при бурении вскрыла породы кратерной части трубки. Но и эта скважина была пробурена менее чем в 100 м от восточного края трубки.

Таким образом, история открытия месторождения, информация о его геологическом строении и взаимоотношении с вмещающими и перекрывающими отложениями, а также имеющиеся данные о геофизических особенностях трубки им. В.Гриба позволяют выделить прогнозно-поисковые критерии, применимые при проведении поисковых работ на лицензионных площадях Зимнебережного алмазоносного района. Эти критерии не являются чем-то новым и не претендуют на уникальность, но следует учитывать, что месторождение было открыто при повторной заверке аэромагнитной аномалии. Прогнозно-поисковые критерии:

1. Трубки приурочены к линейным структурам.

2. Высокоалмазоносные трубки характеризуется локальными магнитными аномалиями трубочного типа интенсивностью до 3–4 нТл.

3. Верхняя кромка магнитовозмущающего объекта находится под перекрывающими отложениями, на глубинах 60–200 м.

4. С учётом вектора намагниченности кимберлитовых тел и в зависимости от мощности перекрывающих отложений локальная магнитная аномалия может смещаться от истинного положения кимберлитовой трубки на 150–250 м.

5. Мощность кратерных песчаных отложений трубок может достигать 100 м и более.

6. При проведении электроразведочных работ аномалии проводимости могут фиксировать кратерные отложения трубок и отражать особенности строения перекрывающих отложений.

7. Приконтактовые изменения трубок незначительные, редко превышают 1–3 м.

Прогнозно-поисковые критерии приводят к уточнению методики поисковых работ:

• Разбраковка аэрогеофизических аномалий комплексом методов, в том числе структурно-тектоническим анализом, наземной магниторазведкой и электроразведкой и др. Основная цель разбраковки аномалий – посредством анализа каждой аномалии, полученной по результатам аэрогеофических работ, сократить количество аномалий, передаваемых под заверку.

Известно, что с помощью современных аэрогеофизических методов на площади работ 100 км² выделяются до 50 перспективных геологических участков (ПГУ). А так как нет никакого смысла заверять каждый ПГУ единичной скважиной, то именно использование комплекса методов при разбраковке аномалий позволит сократить их количество в 10 раз.

Заверка аномалии должна выполняться минимум
3–5 скважинами, причём первая скважина бурится
в эпицентре магнитной аномалии, вторая – в эпицентре

аномалии проводимости, третья – с учётом расчётного вектора намагниченности, ещё две – по результатам бурения первых трёх скважин. Цель заверки аномалий – не выполнение программы по бурению скважин, а качественный ответ на вопрос о природе геофизической аномалии.

Это позволит не только установить природу аномалии (так как часто пишется «*природа аномалии связана со скоплением магнитных минералов в отложениях* ... *свиты*», а что можно установить по одной скважине, с чем её сопоставить?), но и сократить количество пробуренных скважин в два раза – 50 скважин при заверке всех аномалий и 25 скважин при заверке аномалий, оставшихся после анализа.

• Бурение поисковых скважин до появления структурных вендских отложений и 50 м по ним. При наличии дезинтегрированных вмещающих пород бурение продолжается до появления ненарушенного структурного керна или до 300 м. Любые изменения в строении вмещающих пород (их дезинтеграция, структурно-текстурные особенности, косая слоистость и др.) являются поводом для продолжения бурения.

Помимо этого, необходимо максимально сократить сроки проведения лабораторных исследований, так как даже положительные результаты лабораторных работ, полученные после окончания срока действия лицензии, принесут лишь моральное утешение (особенно с учётом специфики российского законодательства о порядке получения права пользования недрами для геологического изучения).

В заключение следует отметить, что при анализе материалов предшествующих работ на площадях, смежных с разрабатываемым месторождением им. В.Гриба, до 40% магнитных аномалий заверено единственной скважиной, причём глубины подавляющего большинства скважин составляют 70–120 м. По-видимому, это ещё раз позволяет взглянуть на результаты работ прошлых лет и говорить о том, что потенциал Архангельской алмазоносной провинции на открытие новых месторождений далеко не исчерпан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Веричев Е.М. Отчёт о результатах разведочных работ на месторождении алмазов им. В.Гриба, проведённых в 2002–2004 гг., с подсчётом запасов алмазов по состоянию на 01.01.2005 г. – Новодвинск, 2005.

 Щукина Е.В. Минералого-геохимические особенности ксенолитов литосферной мантии из кимберлитовой трубки им. В.Гриба, Архангельская алмазоносная провинция. – Новосибирск, 2013. DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10039

УДК 553.623(571.13) © В.Ф.Крашенинин, 2019

Особенности генезиса русловых месторождений строительных песков Тарского Иртышья (На примере Нерпинского месторождения¹)

В.Ф.КРАШЕНИНИН (ООО «Гидротранссервис»; 644098, г. Омск, Военный Городок, улица Правый Берег р. Иртыш, 1860 км)

Рассмотрена возможность обеспечения предприятий северных районов Омской области строительными песками за счёт полигенетических залежей русловых месторождений Тарского Иртышья. В их формировании участвуют русловые процессы основных типов аккумуляции, генетически связанные с деятельностью открытого водного потока р. Иртыш в условиях гидрологической обстановки свободного меандрирования. Представлены результаты гидродинамических расчётов объёмов переносимого и накопленного твёрдого стока на отрезке Тарской излучины р. Иртыш. Установлено, что главной генетической особенностью залежей строительных песков является постоянное обновление и возобновление их запасов в процессе отработки за счёт наносов твёрдого стока р. Иртыш. Доказана некорректность расчётов объёмов эксплуатационных потерь в бортовых целиках и подошве выемочных единиц, что позволяет исключить их в рабочих проектах. Обосновывается возможность продления срока действия лицензии на недропользование конкретного месторождения по результатам его эксплуатационной разведки.

Ключевые слова: строительные пески, минерагенический этап, Тарское Иртышье, русловые месторождения, залежи, твёрдый сток, возобновляемость запасов, бортовые целики, эксплуатационные потери.



Крашенинин Виктор Фёдорович

viktorkrasheninin@yandex.ru

Features of construction sand fluvial deposits genesis, Tarsky Irtysh area (exemplified by Nerpinskoye field¹)

V.F.KRASHENININ (LLC «Gidrotransservis»)

A possibility of supplying enterprises of the northern Omsk region with construction sand using polygenetic fluvial deposits of Tarsky Irtysh area is discussed. Their formation involves channel processes of the main accumulation types genetically related to the activity of the open water flow of the Irtysh river in the hydrological environment of free meandering. The results of hydrodynamic calculations of transported and accumulated solid flow volumes in the segment of the Tarskaya bend of the Irtysh river are presented. It is established that the main genetic feature of construction sand deposits is the constant renewal of their reserves in mining due to sediments of the Irtysh river solid runoff. The incorrectness of calculating production losses in the side pillars and the sole of the excavation units is proved, which excludes them from real projects. The possibility of extending the mineral license term for a particular field based on the results of its mining exploration is validated. *Key words*: construction sands, mineral phase, Tarsky Irtysh area, channel deposits, deposits, solid flow, renewability of stocks, side pillars, operational losses.

¹Статья подготовлена по материалам геологоразведочных работ (2013–2014 гг.) на строительные пески на Нерпинском участке с подсчётом запасов на 01.01.2015г. ООО «Гидротранссервис» (Омская область) / В.Ф.Крашенинин, И.Л.Чулкова.

Предприятия Тарского Прииртышья – северных районов Омской области (Муромцевский, Тарский, Большеречинский, Знаменский, Тевризский, Усть-Ишимский)– сегда испытывали острую нехватку строительных песков, соответствующих ГОСТ 8736-2014 («Песок для строительных работ»).

Отсутствие кондиционных крупнообломочных (псефитов) и мелкообломочных (крупно-, средне-, мелкозернистых псаммитов) пород в русле р. Иртыш указанных районов объясняется, прежде всего, их географической удалённостью от областей смыва - Северо-Казахстанских разрушающихся горных сооружений песчаноносной провинции, «... в пределах которой развиты кварцевые и кварцевополевошпатовые песчаные отложения, распространены характерные кварцобразующие (источники питания) формации и сочетаются определённые типы формаций, проявляющиеся в пределах единого в географическом отношении региона...» [1, с. 20]. Можно полагать, что именно на границе Омского, Саргатского и Горьковского районов заканчивается продуктивное влияние минерагенического таксона [3] южного складчатого обрамления (Казахских мелкосопочников), на что указывает выклинивание в северном направлении промышленных залежей псаммитов. Последнее разведанное здесь в 1984 г. Битинское месторождение строительного сырья на 1777-1785 км отрезке р. Иртыш (лоцманская карта 1980 г.) характеризуется запасами уже низкокачественных мелко-, среднезернистых песков, пригодных только в качестве «балластного сырья» для строительства насыпей автомобильных и железных дорог. Омские геологи утверждают: «Начиная от с. Увальная Бития (Саргатский

район) *и ниже кондиционных песков не встречено*» [4, с. 65, 256]. Это рассуждение логично, но верно лишь частично.

Выбор русловых месторождений строительных песков в Тарском Иртышье обозначен следующими обстоятельствами (критериями):

1. Основными требованиями технических условий ГОСТ 8736-2014, предъявляемыми к механическому составу строительных песков. Этим условиям открытой разработки месторождений полезных ископаемых отвечают только современные аллювиальные (голоценовые – αH^2) пески русловых фаций р. Иртыш. «Средний гранулометрический состав песков террас (в том числе высокой поймы – αH^1) не допускает их применения без обогащения. Процент отсева при обогащении (до нижнего предела стандартного песка) может достигать 17,2–66%» [13, с. 82].

2. Немаловажным значением для поисков и геологоразведки именно русловых (aH^2) залежей песков в сравнении с альтернативными источниками сырья – осадками высокой поймы р. Иртыш (aH^1) и верхне-неоплейстоценовыми залежами первой, второй террас $(a'III, la^2III,$ соответственно) – имеет факт резкого увеличения коэффициента вскрыши – от 0 (aH^2) до 1 и более $(aH^1, a'III, la^2III)$. «... предельное отношение суммарной мощности вскрышных пород и прослоев «пустых» пород к мощности полезного ископаемого не должно превышать 1:1 при ... минимальной мощности полезного ископаемого не менее 1-2 м» [6, с. 14];

3. В русле р. Иртыш постоянно идут процессы переноса и отложения песчаного материала, и поэтому на изучаемых участках всегда должны быть перспективы

Горизонты	Основные характеристики
0. Нулевой (вскрышной)	Голоцен (elH), континентальная фация элювия. Горизонт* почв черно- зёмовидного генетического типа луговых почв супесчаного, реже суглинистого подтипов мощностью до 0,2 м; перекрывает отложения низкой поймы (αH ²) островных частей р. Иртыш
I. Продуктивный горизонт	Голоцен (<i>аH</i>) ² ; низкая пойма; русловые фации; субстративный аллю- вий; линзовидно-пластовые залежи строительных полевошпат-квар- цевых песков (группы очень тонкого песка по ГОСТ 8736-2014) мощно- стью 1,5–2,5 м осерёдковых, побочнево-пляжевых и перекатных мезо- форм руслового процесса свободного меандрирования» пески повсе- местно «заражены» рудными минералами Fe-Ti-Zr группы с содержа- ниями 0,5–1 кг/м ³ тяжёлой фракции (по результатам микрошлихового анализа)
II. Подстилающие (разубоживающие) горизонты	Породы высокой (<i>aH</i> ¹) и низкой (<i>aH</i> ²) поймы – пески глинистые, супеси, суглинки суммарной мощностью до 5 м, ложный плотик россыпи строительных песков; верхнепалеогеновые (верхнеолигоценовые) озёрные, алевритовые глины туртасской свиты (<i>P</i> ₃ <i>tt</i>) вскрытой мощностью до 1,5 м; «коренной» плотик россыпи (ложе р. Иртыш)

1. Типовой геологический разрез полезной толщи русловых строительных песков Тарского Иртышья (на примере Нерпинского месторождения)

Примечание. *По классификации Л.И.Прасолова [9, с. 323-353].

Зерново	й состав а	левритов	/Частные	остатки н	а ситах,			Показ	атели		
						Пелиты (<0,01 мм)					
$\frac{2,5}{0,04}$	<u>1,25</u> 0,07	<u>0,63</u> 0,14	$\frac{0,315}{1,0}$	$\frac{0,163}{32,2}$	<u><0,16</u> 66,55	5%	0,35	0,08	7,3	0,39	0,015

2. Средние параметры промышленных залежей

Примечание. М_{кр.} – модуль крупности по ГОСТ 8735-88; Мd – медианный диаметр (для классификации В.В.Охотина) [12, с. 281; 8 с. 54]; Кн – коэффициент неоднородности, по Е.Г.Чаповскому [12, с. 80]; К_о – коэффициент отсортированности, по И.А.Преображенскому [8, с. 54–55]; d_{эф.} – эффективный действующий диаметр частиц [12, с.79].

выявления песков, удовлетворяющих требованиям действующих стандартов.

Исследуемая территория по типам осадочных пород принадлежит к группе мелкообломочных, глинистых и смешанных формаций терригенного класса эпейрогенного транзитно-линейного типа, образованного в условиях Западно-Сибирской платформы при преобладающих неотектонических движениях отрицательного знака и слабопроявленных положительных [7, с. 26]. По неотектоническому районированию изучаемые геологические образования приурочены к Тарско-Муромцевскому мегапрогибу (структуре I порядка) [2, с. 161, см. вклейку], возникшему «... вследствие постумных движений структурных зон фундамента...» – Тарско-Муромцевского мегасинклинория [11, с. 65, 66, 109, 111] и осложнённому Тарской котловиной (отрицательной структурой II порядка).

По результатам геологоразведочных работ, проводимых ООО «Гидротранссервис» в излучине Тарской макроформы, было установлено, что одним из источников открытых промышленных залежей строительных песков, удовлетворяющих требованиям вышеуказанного ГОСТа 8736-2014, являются песчаные отложения соответствующих мезоформ руслового процесса р. Иртыш, главной особенностью которых является их исключительно алевритовая составляющая.

Начальная фаза накопления ресурсов искомого полезного ископаемого Тарского Иртышья неразрывно (генетически) связана с особенностями образования и строения подстилающих рыхлых песчаносодержащих толщ смирновской (эоплейстоцен, неоплейстоцен), абросимовской (неоген, нижний миоцен) и туртасской (палеоген, верхний олигоцен) свит, за счёт размыва которых произошло формирование песчановмещающих отложений высокой (*aH*¹) и низкой (*aH*²) поймы р. Иртыш.

Продуктивные пласты (мощностью 1,5–2,5 м) кластогенных русловых образований (*aH*²) подстилаются разубоживающими породами ложного плотика – глинистыми алевритами, суглинками, супесями аллювиальных отложений низкой и высокой поймы совокупной мощностью до 33 м. В более редких случаях подошва промышленных залежей (*aH*²) совпадает с кровлей туртасской (*P*,*tt*) свиты – палеогеновыми алевритовыми озёрными глинами «коренного» плотика песчаной россыпи (коренного ложа р. Иртыш), как это случилось при формировании переката Нерпинского (см. таблицы 1 и 2). Поэтому пополнение качественной минеральносырьевой базы предприятий Тарского Иртышья следует ожидать в основном только за счёт ресурсов русловых месторождений крупных и мелких алевритов (группы тонкого и очень тонкого песка, ГОСТ 8736-2014), генезис которых определён следующими постулатами:

1. Размыв (врез) в голоцене р. Иртыш песчаноносных пород высокой и низкой (в основном) поймы и туртасской свиты.

Последующая их гидрологическая дифференциация.
Обязательное участие объёмов взвешенных и донных наносов твёрдого стока р. Иртыш.

4. Накопление в современное время кондиционных соответствующих песчаных фракций в геоморфологических ловушках (конечная фаза образования русловых месторождений строительных песков Тарского Иртышья).

Глубинные деформации в пределах фиксированных плановых очертаний гидрологических ландшафтов макро- и мезоформ носят сезонный (пульсационный) характер, а именно: обломочный материал в виде взвешенных и донных наносов твёрдого стока р. Иртыш поступает за счёт боковой и донной эрозии, русловых переформирований (размыва перекатов в межень и намыва в паводок; в плёсах, побочнях, пляжах – обратный процесс). Конечный (продуктивный) итог «работы» реки в Тарском Иртышье – аккумуляция пород низкой поймы с линзовидно-пластовыми промышленными залежами русловых строительных песков, приуроченных в основном к осерёдковым (островным), побочневопляжевым и перекатным мезоформам. Генезис последних определён «... извилистой (меандрирующей) схемой (типом) русловой деформации ... процесса (подтипом)... свободного меандрирования» по известной классификации ЦНИИгеолнеруд [7, с. 26–39] и ФГБУ «ГГИ» [10, c. 46, 80-81, 100-103].

Образование русловых месторождений строительных песков (алевритов) необходимо связывать с завершающей стадией (от олигоцена до настоящего времени) становления «... минерагенической зоны...» [3, с. 6] Омской песчаноносной гидропровинции (Омской 3. Расчёт накопленных объёмов твёрдого стока р. Иртыш на 1450 км створа с. Екатерининское Тарского района с шириной водного потока 230 м в зависимости от среднего гранулометрического состава взвешенных и донных наносов фазы режима летне-осенней межени периода с 1983 по 1992 гг. (на примере Нерпинского месторождения отрезка 1431,5–1442 км)

Результаты										
% состав	0,7	1,15	2,65	20,75	22,75	12,7	23,5	11,5	4,3	$\sum 100$
∑ наносов твёрдого стока, в том числе: взвешенных,	_	-	-	_	14,3	16,7	41,3	21,4	6,3	∑100
донных	1,4	2,3	5,3	41,5	31,2	8,7	5,7	1,6	2,3	∑100
Среднегодовой объём стока взвешенных и донных наносов за 1983–2013 гг., в том числе	6,8	27,6	63,6	498	546	304,8	564	276	103,2	2400
взвешенных, тыс. т	-	-	-	-	171,6	200,4	495,6	256,8	75,6	1200
Скорость* падения частиц плотностью 2,6**, мм/с	500	115	58	16,4	7,663	1,916	0,07663	0,01916	0,000766	
Расстояние, при котором частица грунта достигнет дна реки, при средней глубине 1,5 м на отрезке 1431,5– 1442 км и средней скорости течения 0,83 м/с	2,5 м	10,8 м	21,5 м	75,9 м	162,5 м	649,8 м	16,2 км	65 км	1625 км	
Вероятность осаждения частиц на отрезке в 10,5 км (1431,5-1442 км), %	100	100	100	100	64,6	16,8	0,65	0,16	0,006	
Всего за год может накопиться частиц за счёт взвешенных и донных наносов, в том числе	16,8	27,6	63,6	498	352,7	51,2	3,7	0,44	0,006	<u>1014</u> 100%
взвешенных, тыс. т	-	-	-	-	110,8	33,7	3,2	0,4	0,006	$\frac{148}{15\%}$

Примечание. *По Е.Г.Чаповскому [12, с. 290], с учётом законов гидродинамики скорость падения частиц грунта (по Стоксу) при средней температуре воды 15° C; **для кварца, полевых шпатов.

синеклизы) и далее по иерархии вниз Муромцему мегапрогибу Тарской котловины. Долинный комплекс последней отвечает уже минерагеническому таксону низкого порядка песчаноносной (Тарской) «... подпровинции (району) с ... песчаноносным полем, включающим в себя пространственно сближенные известные и потенциальные месторождения и проявления, близкие по условиям формирования и связанные с ... источниками питания, группирующимися в пределах ... геоморфологической структурной единицы, обычно разделённые безрудными площадями или площадями с худшими качественными показателями песков и горнотехническими условиями залежей» [5, с. 172].

Минерагенический таксон категории непосредственного поля месторождения контролирует уже запасы тонкозернистых строительных песков, аккумулированных в конкретных геоморфологических ловушках, главной генетической особенностью которых является их подверженность именно сезонным переформированиям за счёт наносов твёрдого стока р. Иртыш, направленного, прежде всего, на периодические:

новообразования гидрологических ландшафтов реки; обновления и возобновления запасов, вмещающих пластов полезного ископаемого.

Гидродинамический расчёт объёмов переносимого и накопленного твёрдого стока на отрезке 1431,5–1442 км Тарской излучины р. Иртыш приведён по результатам измерений ФГБУ «Объ-Иртышское УГМС» на створе с. Екатерининское – в 12,5 км выше Тарского гидропоста (табл. 3).

Установлено, что за период наблюдений 1983-2013 гг. при среднегодовом объёме стока взвешенных и донных

наносов 2400 тыс.т (1500 тыс. м³) аллювиальных отложений, с учётом вероятности осаждения частиц, на отрезке в 10,5 км за год может накопиться до 1014 тыс. т (630 тыс. м³) материала твёрдого стока (в том числе возобновляемых ресурсов полезного ископаемого). Другими словами, скорость оптимизации (W_{онт}) выработанного пространства профилей подводных карьеров (техногенных ловушек твёрдого стока) путём выполаживания за счёт русловых процессов может составить:

 $W_{_{0}077}\sim 630$ тыс. м³/год или ${\sim}1600$ м³/сутки, или ${\sim}57$ тыс. м³/1 пог. км акватории Нерпинского месторождения, в том числе за счёт взвешенных наносов 148 тыс. т/год (~92 тыс. м³/год), или

~ 9 тыс. м³/1 пог. км основной фракции 0,2-0,05 мм (мелко-тонкозернистых песков).

Всё перечисленное укладывается в прямопропорциональную зависимость между продуктивностью твёрдого стока водного потока р. Иртыш и объёмами накопленных и возобновляемых запасов строительных песков.

Интересно подметить сопоставимость объёмов твёрдого стока в створах разных отрезков р. Иртыш по информации накопленной геолого-маркшейдерском отделом ООО «Гидротранссервис». Так, в разные годы на разных отрезках он составил:

1985 км (Черлакский район) – 2680 тыс. т/год (2012 г.) при уклоне реки 8 см/км;

1876 км (Омский район) – 3680 тыс. т/год (2005 г.) при уклоне реки 7 см/км;

1450 км (Тарский район) – 2400 тыс. т/год (2014 г.) при уклоне реки 4,1 см/км.

Некоторое уменьшение объёма твёрдого стока в нижнем течении р. Иртыш, по-видимому, нужно связывать, прежде всего, с классическим строением продольного профиля этой Западно-Сибирской реки, где из-за постепенного уменьшения уклона (скорости течения) с 0,08 до 0,041‰ уменьшались, соответственно, эрозионные свойства рассматриваемого водного потока. В то же время резкое преобладание объёма накопленных донных (85%) руслоформирующих наносов на Екатерининском участке (см. табл. 2) над взвешенными (15%) при равных объёмах стока (1200+1200=2400 тыс. т) в значительной степени определяет развитие и перемещение русловых форм, в том числе:

 образование в излучинах макроформ Тарского Иртышья широкой (до 5 км и более) меандрирующей двусторонней поймы (aH^{l}) ;

• образование (расширение-увеличение) перекатных (*aH*²) мезоформ;

• извилистость русла акватории среднего и нижнего течения р. Иртыш;

 деформации речных излучин (процесс меандрирования).

Гидродинамическими расчётами доказывается (объясняется): генезис и реальная вероятность наличия промышленных объёмов залежей мелких и тонких фракций строительных песков (алевритов), а также самое главное - возобновляемость природных ресурсов данного полезного ископаемого при минимальной проектной мощности подводного карьера добывающего Предприятия W =50 тыс. м³/год, что составляет всего ~8% от потенциально накопленных среднегодовых

объёмов (630 тыс. м³=1014 тыс. т – твёрдого стока наносов, в том числе мигрирующих строительных песков (см. табл. 3).

Как известно «... изменение рельефа дна водоёмов обратимо за счёт заносимости карьеров; изымаемые русловые запасы нерудных материалов имеют тенденции к быстрому... восстановлению. ... влияние русловых карьеров (С) на режим реки определяется в основном отношением ежегодно извлекаемых объёмов ПГМ (грунта) на участке реки (W_к) к норме твёрдого стока $(W_n): C = W_k / W_n$. При малом значении C разработка карьеров не оказывает отрицательного влияния на *режим рек. При значениях* С ≤ 0,35 *при любом располо*жении карьеров снижение уровней незначительно и локализуется в течение одной навигации» [7, с. 16, 128]. В нашем случае значение C не превышает 0,09, тем самым создаётся значительный «запас прочности» для сохранения экосистем р. Иртыш и её гидрологических ландшафтов, а также возможности быстрого (примерно за 2,6 месяца) восстановления природного баланса при изъятии из подводного карьера минимального объёма (50 тыс. м³) русловых строительных песков.

Это несомненно положительное (со стороны экологического равновесия между человеком и природой) явление возобновляемости природой ресурсов русловых строительных песков ставит определённые сложности в решении проектных задач при отработке балансовых запасов (изъятии м грирующих песков) месторождений Тарского Иртышья (удовлетворения требований нормативных документов РОСТЕХНАДЗОРА и МПР) особенно в направлении определения и доказательства: степени расхождения геологических параметров выемочных единиц с эксплуатационными; величин нормированных потерь при добыче; списания с баланса Предприятия отработанных запасов строительных песков.

По факту, при эксплуатационных работах на Нерпинском участке недр установлено:

1. Расчёт технологических потерь в подошве и бортах добычных траншей при малых (до 50 тыс. м³/год) квотах добычи полезного ископаемого весьма относителен, сопряжён с определёнными трудностями (и большими погрешностями) из-за заполнения мигрирующими песками выработанного пространства подводных карьеров в течении 50-80 суток.

2. Практически весь запланированный объём строительных песков был добыт из центральных (осевых) частей выработок, не приближаясь к их бортам или к коренным берегам р. Иртыш, подчёркивая их природную сохранность. Только гидродинамическими условиями локализации (подводного накопления) полезного ископаемого можно объяснить реально низкий (0-1%) фактический уровень технологических потерь в выемочных единицах Нерпинского месторождения: причём здесь необходимо отметить, что практически во всех случаях объём вынутых песков (V₂) часто превышал (!) объём погашаемых запасов (V_r) на 1,4-12,2%, то есть коэффициент намыва (k,) в нашем случае явно ≥1.

Особое (знаковое) значение данная информация приобретает к окончанию срока действия Лицензии на недропользование, когда на основе данных по эксплуатационной разведке появляется вполне реальная возможность продлить её действие на объём (время) восполненных запасов строительных песков за счёт твёрдого стока (мигрирующих песков) р. Иртыш.

В связи с большой скоростью оптимизации (W_{онт}) профиля подводных добычных карьеров изученного месторождения путём выполаживания за счёт русловых (подводных) процессов, перемещающих значительные объёмы строительных песков за короткое время, эксплуатационные потери в бортовых целиках и подошве выемочных единиц предлагается не рассматривать в задачах Рабочих Проектов по отработке месторождений русловых песков Тарского Иртышья из-за некорректности их расчётов. В случае несанкционированной добычи пород плотика песчаной россыпи вопрос будет стоять только о разубоживании строительных песков некондиционными породами. На этом основании реальные технологические потери строительных песков образуются только при рефулировании - отрыве грейфером плавкрана полезного ископаемого от целика подводной залежи, подъёме его сквозь толщу воды р. Иртыш и сливе водно-песчаной пульпы на баржу и сохраняются на 1-4,5% уровне. Естественно, здесь происходит и первичное обогащение песков за счёт потерь в основном глинистых и пылевидных частиц (d <0,01 мм).

Из приведённых материалов можно сделать следующие выводы:

1. Промышленный тип русловых месторождений строительных песков Тарского Иртышья, по классификации ЦНИИгеолнеруд [5, с. 166; 7, с. 26], – аллювиальный (современный) с полигенетическими линзопластообразными залежами мощностью 1,5–2,5 м строительных полевошпатокварцевых «очень тонких песков» (по ГОСТ 8736-2014), в формировании которых участвуют русловые процессы основных типов аккумуляции: осерёдково-островных, побочнево-пляжевых, перекатных, связанных с деятельностью открытого водного потока р. Иртыш в условиях гидрологической обстановки свободного меандрирования.

2. Месторождения мелкие и очень мелкие (по классификации МПР) с использованием запасов в качестве сырьевой базы строительных материалов местного значения.

3. По сложности геологического строения месторождения относятся к 3 группе (по классификации ГКЗ) с современными залежами, изменяющими в годовом цикле пространственные положения, форму, размеры, с невыдержанным качеством полезного ископаемого. Характерна резкая фациальная изменчивость литологического состава пород как в плане, так и разрезе, что связано с режимом реки, большим объёмом твёрдого стока и литологическим составом пород в области сноса (и гидрологической переработки) долинного комплекса геологических образований – минерагенического таксона Тарской песчаноносной подпровинции.

4. Учитывая возобновляемость природных ресурсов русловых месторождений строительных песков

Тарского Иртышья за счёт твёрдого стока и при этом большую скорость (50–80 суток) оптимизации подводных добычных карьеров при малых (до 50 тыс. м³/год) квотах добычи полезного ископаемого, предлагается:

расчёт в рабочих проектах объёмов эксплуатационных потерь в бортовых целиках и подошве выемочных единиц исключить ввиду их не корректности;

продлевать срок действия Лицензии на недропользование по результатам эксплуатационной разведки конкретного месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бирюлёв Г.Н. Песчано-гравийные месторождения современного аллювия Нижней Камы. – Казань, 1974.
- Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. 1 / В.Г.Свиридов, В.И. Краснов, В.С.Сурков и др. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999.
- Иогансон А.К. Памятка авторам и редакторам ГК-1000 и ГК-200 (минерагеническая часть комплектов). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
- Карта полезных ископаемых Омской области. Листы О-42, -43; N-42, -43. Масштаб 1: 500 000. Объяснительная записка / Л.М.Кривонос, О.Н.Кузьмина, Г.А.Вяткина и др. – Омск, 2007.
- Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсов неметаллических полезных ископаемых. Горнотехническое сырье. Т. 2. // Под ред. Е.М.Аксенова. – Казань: ЗАО «Новое знание», 2007.
- 6. *Методические* рекомендации по комплексному изучению и оценке качества песка. М.: ВИЭМС, 1979.
- Методические рекомендации по поискам, разведке и оценке гравийно-песчаных месторождений. – Казань, 1990.
- Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород. М., 1954.
- 9. Приклонский В.А. Грунтоведение. Часть 2. М.: «Госгеолитиздат», 1952. С. 323–353.
- СТО 52.08.31-2012 ФГБУ «ГГИ». Добыча нерудных строительных материалов в водных объектах. Учёт руслового процесса и рекомендации по проектированию и эксплуатации русловых карьеров. – СПБ.: Изд-во «Глобус», 2012.
- Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М.: «Недра», 1981.
- 12. *Чаповский Е.Г.* Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. – М.: Недра, 1975.
- Файков А.А. Перспективы использования неогеновых и четвертичных отложений Омской области в качестве нерудного сырья // Геология и полезные ископаемые юго-западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1988. С. 81–83.

DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10040

УДК 549.3 [470.5) © В.Г.Кориневский, Е.В.Кориневский, 2019

Металлические микросферулы в трахибазальтах Южного Урала

В.Г.КОРИНЕВСКИЙ, Е.В.КОРИНЕВСКИЙ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт минералогии Уральского отделения Российской академии наук (Институт минералогии УрО РАН); 456317, Челябинская область, г. Миасс, территория Ильменский Заповедник)

В среднедевонских паргасит-авгитовых трахибазальтах субвулканической фации в Сакмарской зоне Южного Урала впервые обнаружены железистые микросферулы. Их основной объём сложен сплавом состава Si-Ti-Fe-Mn-Ca-Al-Mg с примесью K, Zn. В этой матрице располагаются мелкие сферы самородного железа с незначительной примесью Mn, Ti, Ca, Si. Микросферулы из трахибазальтов аналогичны по строению и составу подобным образованиям из разнообразных магматических пород и из эксплозивно-гидротермальных пород. *Ключевые слова*: трахибазальты, железистые микросферулы, самородное железо, Сакмарская зона, Южный Урал.

Кориневский Виктор Григорьевич доктор геолого-минералогических наук



vgkor@mineralogy.ru

Кориневский Евгений Викторович кандидат геолого-минералогических наук

ujoe@yandex.ru

Metallic microspherules in trachybasalts of South Urals

V.G.KORINEVSKY, E.V.KORINEVSKY (Federal State Budget Institution of Science Institute of Mineralogy of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences (Institute of Mineralogy UB RAS))

Ferruginous microspherules were found for the first time in Middle Devonian pargasite-augite subvolcanic facies trachybasalts in Sakmarskaya zone of the South Urals. They are mainly composed of Si-Ti-Fe-Mn-Ca-Al-Mg alloy with K and Zn admixture. Small native iron spheres with minor Mn, Ti, Ca and Si admixture are located in this matrix. Microspherules from trachybasalts are structurally and compositionally similar to those from various magmatic and explosive-hydrothermal rocks.

Key words: trachybasalts, ferruginous microspherules, native iron, Sakmarskaya zone, South Urals.

Сведения о находках мелких твёрдых округлых металлических частичек (микросфер, сферул, шариков) в магматических горных породах России довольно многочисленны. Они описаны в траппах Сибири [16, 19], в ультрабазитах [9, 10], в продуктах гидротермального изменения вулканитов [2, 15, 17, 21], в эксплозивных фациях среди осадочных алмазоносных пород [22], в гранитоидах [4, 13, 14, 24], игнимбритах [3] и кимберлитах [23]. Многие выделения самородных металлов и их твёрдых растворов в разнообразных гидротермальных и магматических породах имеют сферическую форму [8, 12].

Мелкие сферы железа наблюдались и в составе лунного грунта [1, 11]. Наибольшее число находок металлических сферул в продуктах современной и «недавнего» прошлого вулканической деятельности сейчас зафиксировано в районах Тихоокеанского побережья России [2, 3, 12, 15, 17, 20, 21]. Сообщение авторов данной статьи посвящено породам Урала, в которых прежде металлические сферулы не находили. Это среднедевонские трахибазальты субвулканической фации.

Геологическая ситуация. В составе тел субвулканической фации среднедевонского чанчарского вулканогенного комплекса казахстанской части Сакмарской зоны Южного Урала часто встречаются порфировые трахиандезиты и трахибазальты [7]. Помимо вкрапленников клинопироксена, биотита и плагиоклаза, они иногда содержат выделения роговых обманок, которые в трахибазальтах являются паргаситами.

Несколько субвулканических тел паргаситсодержащих трахибазальтов выявлены авторами на правобережье р. Жаксы-Каргала в Ленинском районе Актюбинской области Казахстана вдоль шоссе Актюбинск – Орск в 3,5 км северо-восточнее моста через эту реку (рис. 1). Самое крупное из них размером в поперечнике 80×170 м слагает изолированную сопку с обрывистыми



Рис. 1. Выходы тел субвулканической фации чанчарского комплекса среднего девона на правобережье р. Жаксы-Каргала (Сакмарская зона Урала, Актюбинская область Казахстана) [7]:

1-биотитовые трахиты; 2-трахиандезиты; трахибазальты: 3авгитовые, 4 – паргасит-авгитовые трахибазальты; 5 – место отбора пробы Г-21

привершинными уступами. Координаты обнажения: 50°41′0,43″ с.ш., 57°48′24,4″ в.д. Химический состав паргаситсодержащей породы определён в Институте минералогии УрО РАН (в мас.%): SiO₂ – 51,39, TiO₂ – 0,70, AL₂O₃ – 16,66, Fe₂O₃ – 3,95, FeO – 4,54, MnO – 0,16, MgO – 4,55, CaO – 6,10, Na₂O – 4,76, K₂O – 1,66, P₂O₅ – 0,27, CO₂ – 0,12, H₂O⁻ – 1,18,

 $H_2O^+ - 4,20$, $\Sigma - 100,24$. По принятым критериям [6], эта порода попадает в поле состава трахибазальтов. Её плотность составляет 2,66 г/см³, а средние содержания (по 4 определениям): Rb – 32 и Sr – 426 г/т.

Трахибазальты имеют массивную текстуру и отчётливую порфировидную структуру (рис. 2, А). Вкрапленники занимают около 35% объёма породы. Резко преобладают (25%) таблитчатые выделения плагиоклаза, достигающие в поперечнике 4-6 мм. По ним развиваются мелкие чешуйки серицита. Большая часть зёрен представлена альбитом, меньшая – олигоклазандезином. Светло-зелёные, без заметного плеохроизма, короткостолбчатые фенокристаллы авгита чаще всего в поперечнике составляют 0,4×0,6 мм, иногда вырастая до 0,8×2,0 мм. Авгитом сложено около 5% объёма породы. Кроме порфировых выделений в основной массе породы, клинопироксен и плагиоклаз содержатся в виде включений в фенокристаллах паргасита. Макроскопически чёрные призматические кристаллы последнего встречаются в породе относительно редко. Их размеры в поперечнике изменяются от 1×1,7 мм до 10×30-50 мм. Местами они образуют шлирообразные скопления крупных кристаллов с оплавленными гранями и занимают до 3% объёма породы.

Основная масса породы раскристаллизована и сложена преимущественно разноориентированными лейстами полевых шпатов размерами в поперечнике от 0,15×1 мм до 0,4×0,6 мм. Боковые грани лейст имеют зазубренные очертания, и структура мезостазиса местами напоминает бостонитовую. Среди полевых шпатов основной массы породы две трети объёма принадлежит зёрнам альбита, частично замещённого чешуйками серицита. Примерно одна треть количества полевых шпатов представлена мелкими таблитчатыми кристаллами пелитизированного калишпата, между которыми изредка встречаются скопления бесцветных радиально-лучистых призмочек цеолита. 3% объёма породы занимают мелкие (0,01-0,3 мм) зёрнышки титанистого магнетита, мелкой сыпью распределённые по породе. Содержание TiO, в этом магнетите достигает 9,5%. Магнетитовые зёрнышки в виде включений присутствуют во всех минералах основной массы, а в крупных вкрапленниках их нет. Примерно 3-5% основной массы породы образуют мелкие (до 1 мм) кристаллики авгита. Скопления неправильной формы в породе слагает светло-зелёный хлорит (3%), весьма редко - кальцит, сульфиды меди, чешуйки бурого биотита.

Магнитные микросферулы обнаружены лишь в одном субвулканическом теле паргасит-авгитовых трахибазальтов (см. рис. 1, обнажение Г-21).

Методы исследования. Образцы трахибазальтов, отобранные В.Г.Кориневским, после их дробления были отмыты в воде. Полученный остаток просматривался под бинолупой. Отбор металлических микросфер производился вручную с помощью магнита. Морфология





Aug – авгит; Pl – плагиоклаз; Kfs – калиевый полевой шпат

микросфер изучалась на СЭМ Tescan Vega 3 (аналитик И.А.Блинов). Их химический состав определён В.А.Котляровым на СЭМ РЭММА-202 М. На этом приборе были получены энерго-дисперсионные спектры с напылённых углеродом полировок микросферул, а с напылённых золотом поверхностей сфер спектры получены на СЭМ Tescan Vega 3. Рамановские спектры минералов на поверхности микросферул регистрировали в спектральном диапазоне 100–2000 см⁻¹ с помощью лазерного КР спектрометра IHR 320 LabRAM фирмы Jobin Yvon, снабжённого микроскопом Olympus BX41, TV камерой и охлаждаемым ССD детектором (аналитик С.М.Лебедева). Для идентификации спектров минералов использовалась база данных [25].

Строение и особенности состава микросферул. При просмотре образцов и петрографических шлифов трахибазальтов железистые микросферулы не наблюдались. Это вызвано крайне малым их содержанием (сотые доли процента) в породе. По этой причине микросферулы обнаружены лишь после дробления большого объёма материала. У многих микросферул наблюдаются плоские с одной стороны поверхности, в том числе и у слившихся индивидов (рис. 3, В, Е), что говорит о формировании их на плоских стенках трещин. Редкая встречаемость сфер свидетельствует о том, что таких трещин в породе было мало, и в массивных разностях их не было видно.

Чёрная поверхность микросферул обычно гладкая и блестящая, чаще всего правильной сферической формы, которая нередко усложняется «присыпкой» шариков диаметром около 0,1 мм (см. рис. 2, Б). Преобладающая часть микросферул в поперечнике составляет 0,3– 0,6 мм. Местами на их поверхности видны системы пересекающихся бороздок (см. рисунки 3, А и 4, Б) или правильные ряды мелких бугорков (см. рисунки 3, Б и 4, А), участки скопления микропор (см. рисунки 3, Е и 4, Е). Полые сердцевины микросферул соединяются с поверхностью крупными округлыми в сечении порами (см. рис. 4, Г). Внутренние стенки полых сфер иногда покрыты параллельными желобками (см. рис. 4, В). Корка таких сфер нередко так тонка, что легко проламывается при нажатии (см. рис. 4, Д).

Внутреннее строение сферул неоднородно, часто бывает сложным. Наблюдались микросферы однородного сложения, состоящие в основном из оксидов Fe (табл. 1, анализы 1, 13–15) либо из сплава сложного состава (табл. 1, ан. 6–8). Наиболее примечательным является наличие в сферулах обособленных сферических глобулей самородного железа – составные микросферы (см. табл. 1, анализы 9–16). В большинстве случаев они окружены оболочкой из оксидов железа с примесью Si, Ti, Al, Mn, Ca (см. рисунки 5, А–Б и 6, А–Б). Из сказанного можно предположить полиминеральный состав оксидно-железистой матрицы микросферул. Об этом свидетельствуют и данные рентгеновского изучения этих образований (табл. 2). На дифрактограммах имеются интенсивные пики, которые могут



Рис. 3. Морфология железистых микросферул в трахибазальтах; BSE фото, TESCAN VEGA 3:

A—B— сростки микросферул; Г— шарообразная форма микросферулы (шарик); Д— слипшиеся с полой микросферулой железистые шарики; Е— слабовыпуклый железистый валик с мелкими порами на поверхности и с плоской подошвой

				Одног	одные							COCTS	BHLIC			
Компоненты								Точки а	нализов							
		q		q			f	en	q		q	4	ъı	Ч	q	
		2	3	4	S			×	6	10	11	12	13	14	15	16
510 ₂		1,74		3,43	0,87	18,77	19,93	14,12	19,26	0,97	I	5,52	I	1	1	1.05
Γ_{10}^{2}		1,71	0,39	7,78	1,14	38,55	38,65	46,32	40,03	1,07	2,28	3,54	I	I	I	2,04
A1,0,		0,75	Ι	0,72	Ι	5,09	5,07	4,60	5,56	I	1	0,82	Ι	1	I	0.35
Cr_2O_3		I	0,22	0,39	I		1	1	1	I	I	.	I	I	I	
FeO		90,05	97,25	79,30	94,03	10,48	12,12	15,04	9,16	87,23	86,32	80,12				82,64
e	99,36												99,41	99,38	99.35	
MnO		0,33	0,12	3,01	0,72	11,38	10,75	8,10	10,19	0,85	0,95	5,19				0.50
Mn	0,17												0,17	I	I	
MgO		I	Ι	0,06	Ι	2,11	2,13	2,09	2,41	I	Ι	0,05				Ι
CaO		I	Ι	0,85	Ι	5,90	6,32	6,27	6,40	I	I	0,85				0,44
Na ₂ O			Ι	Ι	I	0,42	0,27	I	0,56	I	Ι	I				I
$\zeta_{2}^{2}0$			Ι	Ι	Ι	2,48	2,55	0,66	1,25	I	I	I				Ι
71	I	I	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	I	I	I	I	I	I	0,33	Ι
Сумма	99,53	94,58	97,98	95,54	96,76	95,18	97,79	97,20	94,82	90,12	89,55	96,09	99,58	99,38	99,68	87,02

клетка – не определялось; прочерк – не обнаружены; анализы выполнены В.А.Котляровым на СЭМ РЭММА-202 М (Институт минералогии УрО РАН).

принадлежать магнетиту, вюститу и самородному железу и, возможно, какому-то шпинелиду. Иногда эта оболочка соответствует металло-силикатному сплаву сложного состава (см. рисунки 6, В–Г, 7, В–Г). Относительно редки гомогенные микросферулы самородного железа (см. рисунки 5, Г, 7, А–Б). Микроглобули самородного железа с вмещающей их матрицей обладают резкими границами и распределены в ней несимметрично, а также имеют разный диаметр (см. рис. 5, А–В). По данным рамановских спектров подтверждено присутствие в составе поверхностных частей микросферул магнетита (рис. 8, А) и гематита (см. рис. 8, Б).

Наиболее однородными по химическому составу оказались глобули самородного Fe, в которых лишь иногда встречается незначительная (до 0,17 мас.%) примесь MnO (см. табл. 1. анализы 1; 13–15). В оксидно-железистой матрице (см. табл. 1, анализы 2–5,10–12, 16) постоянно присутствуют примеси (в мас.%): SiO₂ – 0,8–3,4, TiO₂ – 0,4–7,8, Al₂O₃ – 0–0,8, Cr₂O₃ – 0–0,4, MnO – 0,1–5,2, очень редко MgO – 0–0,06 и CaO – 0–0,8. Как уже говорилось, их минеральный состав представляет собой смесь микрокристаллов магнетита, гематита и вюстита.

Привлекает внимание состав матрицы микросферул, в которой зафиксированы содержания (в мас.%): $SiO_2 - 14-20$, $TiO_2 - 38-46$, Al_2O_3 около 5, FeO - 9-15, MnO - 8-11, MgO около 2, CaO около 6, $Na_2O - 0-0,6$, $K_2O - 0,6-2,5$ (см. табл. 1, анализы 6–9). В изученных образцах NiO не обнаружен. Эти данные близки к приведённым в работе [22] для сферул и шлаковидных частиц Ti-Fe-Mn системы из флюидизированных эксплозивных фаций алмазоносных вишеритов Пермского края, формирование которых предполагается при температурах 1200°–1500° С.

Обсуждение результатов. По представлениям последних лет [8], все микросферулы – это застывшие капли расплавов разнообразного состава (силикаты, металлы, сульфиды, оксиды). Их каплевидная и шаровидная форма свидетельствует о расплавной природе их вещества и свободно взвешенном нахождении самородных фаз в магме. Их обособление от силикатной матрицы (ликвация) происходит в мантийных условиях в процессе взаимодействия магмы с потоком восстановительного мантийного флюида, обогащённого водородом. Наличие в магме калия также способствует этому процессу [19]. Некоторое время они находились в размягчённом состоянии, о чём говорят слипшиеся микросферулы. Повышенная газонасыщенность отделившихся микросферул отражена в их пористости, в наличии полых индивидов (см. рисунки 3, Д, 4, Г-Е). Это происходит как при извержениях вулканов [20, 21], так и при воздействии на пирокластолиты взрывов на фронте ударной волны при декомпенсированном вскипании флюидизированной магмы [22]. Благоприятная обстановка для формирования микросферул создаётся и при вскипании и дегазации магматического расплава.

Литология, петрология, минералогия, геохимия

1. Состав металлических микросферул в трахибазальтах, в мас.% (проба Г-21)



Рис. 4. Детали строения поверхностей железистых микросферул из трахибазальтов; BSE фото, TESCAN VEGA 3:

А – участок мелкобугристой поверхности, образованный закруглёнными торцами дендритовых кристаллов; Б – сочетание участков расположенных горизонтально сближенных дендритов и их вертикальных (мелкобугристых) сростков на поверхности микросферулы; В – параллельно-волнистая структура внутренней поверхности полой микросферулы; Г – крупные поры, соединяющие поверхность микросферулы с её полой сердцевиной; Д – раздавленная тонкая корка на поверхности полой тонкостенной микросферулы; Е – скопление микропор на поверхности железистой микросферулы



Рис. 5. Распределение шариков самородного железа внутри железистых микросферул из трахибазальтов; BSE фото, РЭМ-MA-202 M:

А – шарик самородного железа в матрице оксида железа с примесями Si, Ti, Al, Mn, Ca; Б – шарики самородного железа в оболочке оксида железа с примесями Si, Ti, Al, Mn, Ca; В – изолированные шарики железа с примесями Si, Ti, Mn внутри сферулы из сплава Ti, Si, Mn, Fe, Ca, Al, Mg, K, Na; Г – гомогенные шарики самородного железа

«Рудные» капли могут также осаждаться из высокотемпературной газовой среды на стенках пор и тонких трещин при помощи кавитационного механизма [5] на глубинных горизонтах гидротермальных систем вулканов островных дуг [17], при формировании игнимбритов [3] и кимберлитов [23]. На этой стадии вначале возникают сферулы самородных металлов. Сферулы, приросшие к стенкам газовых пустот и трещин, образуются в потоке газовых струй [8]. Судя по морфологии и текстуре микросферул из описываемых трахибазальтов (плоские основания и сферическая внешняя поверхность, микропористость), субвулканическим условиям формирования трахибазальтов, к части таких сфероидов применим кавитационный механизм образования при раскрытии тонких трещин [5, 18, 20, 21]. Самородное железо в траппах кристаллизуется в интервале 1500°-1550°С [19], а сплавы Ті-Fe-Мп-состава, слагающие корковые части многих сферул, образуются при температурах 1200°-1500°С [22]. Верятно, и железистые микросферулы в трахибазальтах возникли при этих температурах.

Появление оксидных и расплавных корок Ti-Fe-Мп-состава в сферулах объясняется [19] увеличением в магме содержания кислорода и заимствованием из неё

2. Расшифровка дифрактограммы железистых микросферул из трахибазальтов

№ п/п	d, Å	I, %
1	4,913	18
2	4,078	12
3	3,747	27
4	3,50	12
5	3,012	19
6	2,965	17
7	2,762	75
8	2,559	95
9	2,528	41
10	2,483	64
11	2,243	24
12	2,149	100
13	2,128	27
14	2,028	87
15	1,984	13
16	1,871	37
17	1,733	14
18	1,639	37
19	1,616	14

Примечание. Дифрактометр ДРОН-2.0 с Си-анодом, шаг съемки 0,02°, внутренний стандарт кварц; аналитик П.В.Хворов (Институт минералогии УрО РАН).


Рис. 6. Энергодисперсионные спектры поверхностей некоторых железистых микросфер:

A – оксид железа без заметных примесей; Б – оксид железа с примесью Ti, Mn; B, Г – металло-силикатные сплавы сложного состава (Ti, Si, Ca, Al, Mn, Mg, K, Fe, Zn, Na); Tescan Vega 3; оси: вертикальная – интенсивность, горизонтальная – энергия, КЭВ



Рис. 7. Примеры энергодисперсионных спектров внутренних частей микросферул:

A – самородное железо без примесей; Б – самородное железо с незначительной примесью титана и марганца; В – металлосиликатный сплав сложного состава (Ti, Si, Ca, Mn, Fe, Al, Mg, K, Na); Г – титан-железистый сплав с незначительной примесью Si, Ca, Mn, Cr, Mg; РЭММА–202; оси: вертикальная – интенсивность, горизонтальная – энергия, КЭВ

Mn, Si и Ti. Диффузное окисление металлического Fe приводит к последовательному замещению его вюститом, затем магнетитом и гематитом [8]. Подобное явление отмечается и в составе микросферул трахибазальтов (см. табл. 1). Примечательно, что практически все исследователи признают, что первые металлические микросферы в магматических и гидротермальноэксплозивных породах появляются в процессе ликвационного расщепления магмы под воздействием трансмагматических флюидов. Последующее новообразование микросфер происходит уже путём кавитационного «схлопывания» пустот в твёрдой породе при воздействии на неё газовых струй.

Несмотря на разнообразие химического состава, условий залегания и генезиса пород, в которых обнаружены металлические микросферулы, очевиден однотипный характер морфологии (застывшие капли) и состава, представленного часто самородными металлами, структурно-текстурных особенностей этих сферических тел. Из этого следует вывод о единой причине (механизме) образования микросферул в изверженных горных породах. Исследователи подчёркивают ведущую роль в их возникновении процессов ликвационного расшепления магматического расплава в глубинных условиях, в которые вовлечены восстановительные газово-жидкие флюиды [3, 8, 12, 17, 19, 22, 23]. Последние способствуют распаду отделившейся металлической фазы на сферические обособления (глобули), которые этим трансмагматическим потоком выносятся в более высокие горизонты земной коры. Это подтверждается скоплением микросферул в корневых зонах действующих вулканов, в толщах игнимбритов, в кимберлитах, в осадках, подвергнутым воздействию флюидизитов [22].

Парагенетическая связь глубинных газово-жидких флюидов с появлением металлических сферул в окружающих вулканических породах может послужить одним из критериев потенциальной рудоносности таких объектов.

Авторы выражают глубокую благодарность В.А.Котлярову, И.А.Блинову, С.М.Лебедевой и П.В.Хворову за проведённые исследования состава и свойств микросферул.



Рис. 8. Рамановские спектры с поверхности железистых микросферул:

А – магнетита и Б – гематита; спектрометр IHR 320 LabRAM

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Барсуков В.Л., Назаров М.А., Тарасов Л.С. Минералогия лунного вещества // Записки ВМО. 1979. № 1. С. 3–14.
- Бретитейн Ю.С., Цельмович В.А. Особенности магнитных минералов палеозойских вулканитов Дальнего Востока // Материалы междунар. семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород, 20– 24 сентября 2010 г. – Санкт-Петербург, Петродворец, 2010. С. 29–36.
- Гребенников А.В., Щека С.А., Карабцов А.А. Силикатнометаллические сферулы и проблема механизма игнимбритовых извержений (на примере Якутинской вулкано-тектонической структуры) // Вулканология и сейсмология. 2012. № 4. С. 3–22.
- Ермолов П.В., Королюк В.Н. Состав и строение магнитных шариков гранитоидов // Доклады АН СССР. 1978. Т. 240 (1). С. 155–158.
- Кавитационные эффекты в образовании минеральных микросферул в гидротермальных растворах / М.И.Новгородова, С.Н.Андреев, А.А.Самохин, Г.Н.Гамянин // Доклады РАН. 2003. Т. 389 (5). С. 669–671.
- Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов: Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. Пер. с англ. – М.: Недра, 1997.
- Кориневский В.Г. Первая находка паргасита в базальтоидах Урала // Уральский минералогический сборник. № 11. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. С. 115–123.
- Лукин А.Е. Минеральные сферулы индикаторы специфического флюидного режима рудообразования и нафтидогенеза // Геофизический журнал. 2013. Т. 35 (6). С. 10–53.
- Малич К.Н., Рудашевский Н.С., Соколова Н.И. Микросферулы из ультрабазитов концентрически-зональных массивов Алданского щита, их генетическое и прикладное значение // Минералогический журнал. 1991. Т. 13 (4). С. 52–71.
- Металлические и силикатно-оксидные сферулы из ультраосновных пегматитов в дунитах Нижнетагильского платиноносного массива на Среднем Урале (первые данные) / Е.В.Пушкарёв, Е.В.Аникина, Дж.Гарути и др. // Доклады РАН. 2002. Т. 383(1). С. 90–94.
- 11. Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. Луна под микроскопом. М.: Наука, 2007.
- 12. *Новгородова М.И.* Самородные металлы в гидротермальных рудах. – М.: Наука, 1984.
- 13. Новосёлов К.Л. Генетические особенности самородного железа и продуктов его окисления в девонских

гранитоидах Алейско-Змеиногорского комплекса (северо- западная часть Рудного Алтая) // Известия Томского политехнического института. Инжиниринг георесурсов. 2015. Т. 326 (9). С. 56–67.

- О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления / В.Д.Тян, П.В.Ермолов, Н.В.Попов, Т.К.Рафиков // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 48–54.
- О типоморфных особенностях магнитных сферул орогенных вулканитов Южного Сихотэ-Алиня / Л.Г.Филимонова, Г.А.Арапова, Р.В.Боярская, Н.В.Трубкин // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 78–84.
- Олейников Б.В., Округин А.В., Лескова Н.В. Самородный кадмий в траппах Сибирской платформы // Доклады АН СССР. 1979. Т. 248 (6). С. 1426–1428.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима минерало-рудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о. Итуруп) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38 (1). С. 31–40.
- Самородное минералообразование в магматическом процессе // Тезисы докладов. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1981.
- Самородные металлы в траппах Сибирской платформы / А.В.Округин, Б.В.Олейников, Н.В.Заякина, Н.В.Лескова // Записки ВМО. 1981. № 2. С. 186–204.
- Сандимирова Е.И. Особенности химического состава силикатных сферул из вулканических пород Курильских островов и Южной Камчатки / Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды // Материалы всероссийской науч. конф., 24–30 сентября 2007 г. – Иркутск, 2007. Т. 2. С. 217–221.
- 21. *Филимонова Л.Г.* Закономерности развития вулканизма и рудообразования активизированных тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985.
- Чайковский И.И., Коротченкова О.В. Эксплозивные минеральные фазы алмазоносных вишеритов Западного Урала // Литосфера. 2012. № 2. С. 125–140.
- Шафрановский Г.И., Зинченко В.Н. Сфероиды из пород кимберлитовой трубки Катока (Северо-Восточная Ангола) // Материалы междунар. науч. конф., Федоровская сессия. – СПб., 2010 С. 63–69.
- 24. Юсупов Р.Г. К минералогии герцинских интрузивных формаций Кураминских гор // Записки Узбекского отделения ВМО. 1978. № 31. С. 12–25.
- RRUFF Project: an integrated database of Raman spectra, X-ray diffraction and chemistry data for minerals. http:// rruff.info.
- 26. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rockforming minerals // Amer. Miner. 2010. Vol. 95. P. 185–187.

DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10041

УДК 549: 535.5 (571.51) © Д.А.Петроченков, В.А.Радько, Е.Ю.Барабошкин, 2019

Верхнемеловые коллекционно-поделочные аммониты севера Красноярского края

Д.А.ПЕТРОЧЕНКОВ (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (ФГБОУ ВО РГГРУ); 117997, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23), В.А.РАДЬКО (Общество с ограниченной ответственностью «НОРД-ПРОСПЕКТОР»); 663300, Красноярский край, г. Норильск, ул. Набережная Урванцева д. 33),

Е.Ю.БАРАБОШКИН (Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова» (ФГБОУ ВО МГУ); 119991, г. Москва, Ленинские горы, д. 1)

В статье впервые приведены результаты детального изучения аммонитов коммерческого качества нового объекта, расположенного на севере Красноярского края. Установлены характер залегания аммонитов, их минеральный состав и геммологические характеристики. *Ключевые слова*: аммонит, Красноярский край, туронский ярус, кальцит, арагонит, коллекционно-поделочные камни.

Петроченков Дмитрий Александрович кандидат геолого-минералогических наук

Радько Виктор Александрович



agatradko@mail.ru

p-d-a@mail.ru

barabosh@geol.msu.ru

Барабошкин Евгений Юрьевич доктор геолого-минералогических наук

Upper Cretaceous collection and ornamental ammonites from the north of Krasnoyarsk region

D.A.PETROCHENKOV (Russian State Geological Prospecting University (RSGPU)), V.A.RADKO (LLC «NORD-PROSPEKTOR), E.YU.BARABOSHKIN (Moscow State University)

The article presents for the first time the results of a detailed study of commercial-grade ammonites of a new facility located in the north of the Krasnoyarsk Territory. The nature of the occurrence of ammonites, their mineral composition, and gemological characteristics are established. *Key words*: ammonite, Krasnoyarsk region, Turonian stage, calcite, aragonite, collection and ornamental stones.

На мировом рынке широко представлены коллекционные и интерьерные аммониты, а также ювелирные и сувенирные изделия из них [1, 6]. Основными поставщиками аммонитов на мировой рынок являются Мадагаскар [10, 12], Марокко [11], Канада [9, 13, 14]. Известны коллекционные и ювелирно-поделочные аммониты из юрских и меловых отложений Ульяновской, Рязанской, Саратовской областей, республик Дагестан и Адыгея Российской Федерации [2, 5, 6].

В 2017 г. на российский рынок поступили аммониты, а также изделия из них с яркой цветной иризаци-

ей перламутрового слоя. Объект расположен на севере Красноярского края в Таймырском (Долгано-Ненецком) муниципальном районе, в 130–150 км на северо-восток от г. Норильск. Аммониты коммерческого качества встречаются в долинах рек Кумга, Тальми, Икон – правых притоков р. Пясина. Местонахождение аммонитов обнаружено в поле мезозойских осадочных отложений Енисейско-Хатангского прогиба, перекрытых четвертичными моренными отложениями.

Из-за труднодоступности район геологически слабо изучен. Первые данные по геологии местонахождения

аммонитов относятся к 1945 г. и связаны с сообщениями В.Н.Сакса [8]. При проведении геологической съёмки масштаба 1:200 000 В.А.Марковским (1962) были обнаружены коренные выходы мезозойских отложений, представленных чередующимися пачками глин, алевролитов, песков. Пески серые, зеленоватые, мелкозернистые, глауконитовые с линзовидными прослоями и конкрециями песчаников, часто содержащими обильную фауну аммонитов, белемнитов, пелеципод и гастропод. По определению В.З.Малкина (1962), кроме аммонитов Placenticeras sp. nov., достигающих диаметра одного метра, в конкрециях встречаются Inoceramus ex. gr. labiatus Schioth., I. cf. interruptus Schm. (турон-коньяк) и Lopatinia cf. jenissea Schm., Mytilus lanceolatus J. de C.Sow., Alaria sotnikovi Schm. (турон-сантон). В.А.Марковский считал, что эти отложения обнажаются в эрозионных окнах. По результатам геологического доизучения масштаба 1:200 000 В.В.Комаров выделил здесь только моренные отложения [3].

До 2002 г. палеонтологические остатки р. Икон не рассматривались как коммерческий коллекционный и поделочный материал. Впервые такая возможность была установлена В.А.Радько при сборе геологических материалов (агатов, яшмоидов) в бассейнах рек Кумга, Икон, Тальми летом 2002 г. [7]. Было отмечено наличие яркого перламутрового слоя у раковин аммонитов, представляющего коммерческий интерес. Все палеонтологические остатки находятся в конкрециях песчаника. Конкреции встречаются относительно часто в бортах и руслах рек. Иногда русла временных водотоков и правые берега рек выстланы многочисленными обломками и целыми конкрециями размером до 1×1,5×2,5 м.

Методы исследований. Комплекс исследований аммонитов проведён на кафедре минералогии и геммологии ФГБОУ ВО РГГРУ, в ФГБУ «ВИМС» и ФГБУН ИГЕМ (РАН). Он включал определение плотности, микротвёрдости, люминесценции, количественное определение химического и минерального составов, радиационных характеристик, оптико-петрографические, электронно-зондовые и электронно-микроскопические исследования.

Количественное определение химического состава аммонитов выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА). Минеральный состав определялся рентгенографическим количественным фазовым анализом (РКФА) на установке «Х'Pert PRO». Микротвёрдость определялась на микротвердометре «ПМТ-3» с нагрузкой массой 50 г и экспозицией 15 сек; показатели преломления - на геммологическом рефрактометре «КЛИО». Плотность образцов определялась гидростатическим методом на электронных весах «Sartorius Gem G150D». Люминесценция изучалась под ультрафиолетовой лампой «Multispec System Erickhorst» с λ =254 и 365 нм. Электронно-зондовые исследования выполнены на микроанализаторе «Jeol JXA-8100», позволяющем получить химический состав по данным рентгеноспектрального микроанализа (РСМА), провести анализ образцов в обратно-рассеянных электронах (ОРЭ). Содержание кислорода рассчитывалось по стехиометрии. Электронно-микроскопическое изучение образцов проведено на растровом электронном микроскопе (РЭМ) «Tesla BS-301». Испытание радиационных характеристик проведено в Аналитическом сертификационном испытательном центре (АСИЦ) ВИМС.

Обсуждение результатов. Аммониты коммерческого качества находятся в конкрециях известковистого песчаника. Конкреции в отложениях кварцполевошпатового, буровато-желтого и зеленовато-серого плотного песка расположены хаотично. Мощность отложений с конкрециями, вскрываемых в береговых обрывах, до 30 м. При размыве отложений конкреции



Рис. 1. Аммонит с фрагментом конкреции (А), фрагмент аммонита с яркой цветной иризацией перламутрового слоя (Б), кабошоны из ископаемого перламутра (В)

скапливаются в руслах рек и небольших боковых ручьёв, где их и собирают. Горные выработки не применяются, поэтому не нарушается экология среды. Конкреции в отложениях плотные, в руслах рек в результате выветривания трещиноватые, относительно легко разбираются на мелкие фрагменты. Количество конкреций, содержащих аммониты коммерческого качества, не превышает 10%.

В конкрециях Е.Ю.Барабошкин определил хорошо сохранившиеся аммониты рода *Placenticeras* туронского облика с остатками перламутрового слоя. Наряду с аммонитами в конкрециях обнаружены двустворки рода *Inoceramus*, мелкие гастроподы, белемниты и древесные фрагменты. Диаметр аммонитов достигает 70 см, а размер отдельных фрагментов поделочного качества – 40 см (рис. 1). Коммерческий интерес представляют только аммониты с хорошо сохранившимся перламутровым слоем и яркой цветной иризацией.

Перламутровый слой с включениями мергеля состоит из (в мас.%): арагонита – 93, кальцита – 1,5, апатита – 2,5, фатерита – 2, сидерита – 1, фиксируются следы пирита и кварца. Минеральный состав перламутрового слоя указывает на хорошую сохранность исходного арагонита, при этом происходит его частичное замещение другими минералами. Отметим присутствие фатерита – неустойчивой гексагональной минеральной формы CaCO₃, являющейся переходной от арагонита к кальциту [4]. Присутствие кварца, пирита, а также частично кальцита, апатита и сидерита связано с песчаником (табл. 1). Минеральный состав подтверждается результатами химических анализов (табл. 2). Из элементов-примесей фиксируются повышенные содержания (в мас.%): Sr – 0,506 и Ba – 0,014 (табл. 3).

Камера, выполненная кальцитом, имеет более однородный минеральный состав. Кальцит составляет 94, а арагонит – 3 мас.% и связан с перегородками и стенками аммонита. В небольшом количестве присутствуют (в мас.%): сидерит – 1, апатит – 1 и анкерит-доломит – 0,5 (см. табл. 1). Зафиксированы повышенные содержания элементов-примесей (в мас.%): Sr – 0,073 и Ba – 0,013 (см. табл. 3).

Песчаник характеризуется широким минеральным спектром (в мас.%): кальцит – 45, кварц – 20, алюмосиликаты–13,5, арагонит–5, сидерит–3, апатит–2,5, пирит–1. Фиксируются следы хромита и магнезита (см. табл. 1). Повышенные содержания TiO₂ (0,43 мас.%) указывают на присутствие минералов титана (см. табл. 2). Арагонит связан с перегородками и стенками аммонита. Алюмосиликаты представлены (в мас.%): плагиоклазом – 10, калиевым полевым шпатом (КПШ) – 7, амфиболом – 3,

1.]	Мине	еральный	состав	аммонита. 1	То	данным	P	РК	Φ_{λ}	4
-------------	------	----------	--------	-------------	----	--------	---	----	------------------	---

№ образца	Характеристика образца	Минеральный состав	Содержание, мас.%
		Арагонит	93
		Кальцит	15
		Апатит	2,5
Кр-А	Перламутровый слой с включениями мергеля	Фатерит	2
		Сидерит	1
		Пирит	Следы
		Кварц	Следы
		Кальцит	94
		Арагонит	3
Кр-К	Камера, выполненная кальцитом	Сидерит	1
		Апатит	1
		Анкерит-доломит	0,5
		Кальцит	45
		Арагонит	5
		Кварц	20
		Сидерит	3
		Апатит	2,5
		Пирит	1
Кр-М	Камера, выполненная песчаником	Плагиоклаз	10
		КПШ	7
		Амфибол	3
		Иллит-глауконит	1,5
		Хлорит	1
		Магнезит	Следы
		Хромит	Следы

№ ດດົກຈະມຈ	Содержание компонента, мас.%												
л_ ооризци	Na ₂ O	Mg ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	P_2O_5	S	П.П.П.	
Кр-А	0,42	0,06	0,07	0,19	0,01	52,97	0,01	0,01	0,34	1,07	0,76	42,81	
Кр-К	0,08	0,53	0,06	0,13	0,01	50,31	0,01	0,36	5,85	0,91	0,09	40,07	
Кр-М	0,81	0,94	4,74	27,18	0,94	27,18	0,43	0,28	8,68	1,69	0,56	25,53	

2. Химический состав аммонитов. По данным РФА

иллитом – 1,5, хлоритом – 1. Кварц, алюмосиликаты, хромит связаны с исходным морским осадком. Кальцит, сидерит, апатит, пирит, магнезит образовались на стадии диагенеза. Зафиксированы повышенные содержания элементов-примесей (в мас.%): Sr – 0,092, Ba – 0,094, Co – 0,010, Ni – 0,010, Zn – 0,024, Pb – 0,017. Элементы с содержанием 0,001–0,01 мас.% – Cr, V, Cu, Rb, Zr, Y и As (см. табл. 3).

Результаты испытаний радиационных характеристик аммонитов показали низкую удельную активность, (Бк/кг): ²²⁴Ra – 20, ²²⁶Ra – 20, ²²⁸Ra – 20, ²³²Th – 20, ⁴⁰K – 217, ¹³⁷Cs – 10, А_{эфф.} – 119. В соответствии с Положением ГОСТа 30108-94 к СП 2.6.1 2800-10 п. 4.5.1 «...изделия художественных промыслов и предметов интерьера из природного камня...» порода относится с I классу (А_{эфф}<740 Бк/кг), позволяющему использовать её без ограничения.

Внешняя стенка аммонита – перламутровый слой толщиной 1–2 мм, редко до 3 мм. Толщина внутренних стенок и перегородок менее 1 мм. Встречаются раздавленные раковины со спрессованными стенками и перегородками. В таких спрессованных фрагментах толщина перламутрового слоя может увеличиться до 5 мм. При этом отдельные арагонитовые слои разделяются песчаником, реже кальцитом. Иризация перламутрового слоя охватывает весь цветовой спектр (см. рис. 1, В). Наиболее характерными цветами являются красный, оранжевый, реже зелёный, и очень редко встречаются голубой, синий и фиолетовый. При изменении наклона образца цвет иризации существенно меняется.

Перламутровые слои плотные, в отдельных фрагментах расслаиваются на тонкие пластины. В образце они не прозрачные, просвечивают в тонких слоях. Полированные пластины толщиной до 1 мм просвечивающие. Показатель преломления колеблется от 1,52 до 1,67, двупреломление 0,13–0,14, связи с цветом иризации не устанавливается. Плотность 2,84–2,86 г/см³, несколько ниже арагонита (2,94 г/см³), что может объясняться присутствием пор и микротрещинок.

Микротвёрдость перламутрового слоя в направлении, перпендикулярном слоистости, составляет 366 кг/мм², в торцевых средах возрастает до 387 кг/мм². Микротвёрдость внутренних стенок и перегородок аммонита в торцевых срезах колеблется от 260 до 367 кг/мм² и зависит от сохранности арагонитовых слоёв. Люминесценция стенок и перегородок не наблюдается. Стенки и перегородки хорошо полируются до перламутрового блеска.

Неразрушенные камеры аммонитов, которые встречаются достаточно редко, выполнены кальцитом (рис. 2, А, Б). Кальцит коричневого, серовато-коричневого цвета, встречаются небольшие фрагменты жёлтых оттенков. Кальцит преимущественно просвечивающий. Присутствуют фрагменты полупрозрачного кальцита, расположенные в центральных частях камер, и непрозрачные, примыкающие к перегородкам и стенкам. Кальцит плотный, излом раковистый. Плотность кальцитовых агрегатов в среднем 2,75 г/см³ с небольшими колебаниями. Микротвёрдость кальцита светлых оттенков – 236 кг/мм², тёмных возрастает до 264 кг/мм². Кальцит хорошо полируется до стеклянного блеска с ровной поверхностью, на которой контрастно проявлены арагонитовые перегородки и стенки раковины.

Песчаник серого и бурого цвета с различными оттенками (см. рис. 2, В), плотный, разламывается с большим трудом с мелкораковистым изломом. Плотность песчаника в среднем 2,74 г/см³, микротвёрдость – 257 кг/мм². Микротвёрдость включений кварца – 1298 кг/мм².

3. Содержание элементов-примесей в аммонитах. По данным РФА

N₂		Содержание компонента, мг/кг (×10-4мас.%)													
образца	Cr	V	Со	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr	Ba	U	Th	Y	Pb	As
Ta-A	<10	<10	13	10	12	11	<10	5064	<10	136	<5	<5	<5	<10	16
Та-К	<10	<10	<10	<10	10	<10	<10	733	<10	130	<5	<5	<5	<10	<10
Ta-M	28	32	104	103	13	244	37	916	61	394	<5	<5	23	171	17



Рис. 2. Аншлифы фрагментов камер аммонитов, выполненных кальцитом (А, Б) и известковистым песчаником (В):

А – стенки и перегородки аммонита, выполненные арагонитом, К – кальцит, П – песчаник

Песчаник не люминесцирует, является естественной подложкой перламутра и полируется до стеклянного блеска с ровной поверхностью.

Оптико-петрографические и электронно-зондовые исследования позволили детализировать структурные особенности строения и минеральный состав раковин аммонитов.

Стенки и перегородки аммонита имеют хорошую сохранность. Контакты с песчаником и кальцитом чёткие, ровные (см. рисунки 3, 4). В арагонитовых слоях развиваются микротрещинки и поры размером 1–50 мкм. Поры концентрируются в краевых частях стенок и перегородок, сопровождают микротрещинки. Более крупные трещинки ориентированы вдоль арагонитовых слоёв. Поперёк слоёв микротрещинки в отдельных фрагментах образуют частую сетку, хорошо видимую при больших увеличениях. В трещинках развиваются микропрожилки кальцита, а также микронные выделения пирита и апатита (см. рис. 4, Б, В). Микропрожилки кальцита шириной до 0,03 мм. Кристаллы призматической формы до 0,1 мм по удлинению, ориентированы вдоль микротрещины и имеют различную ориентировку.

Из элементов-примесей в неизменённом арагоните фиксируются устойчивые содержания (средние в мас.%): Na – 0,19 и Sr – 0,22. В отдельных фрагментах наблюдается замещение арагонита, которое отражается в изменении его цвета в ОРЭ (см. рис. 4, Б, В, Е).



Рис. 3. Прозрачные шлифы фрагментов стенок аммонита: А – фрагменты стенок, сцементированных песчаником, Б – фрагмент стенки, разбитой микротрещинами, параллельными и перпендикулярными слоистости, выполненными пиритом, апатитом и кальцитом, В – микропрожилки кальцита; николи Х – А, В; || – Б:

А – стенки аммонита, П – песчаник, К – кальцит, ПАПК – микропрожилки пирит, апатит кальцитового состава



Рис. 4. Фрагменты аммонита, включающие внешнюю стенку с прослоями песчаника (А); камеры с внутренними стенками и перегородками, выполненные кальцитом (Б–Е); микрозонд, ОРЭ:

А – арагонит, П – песчаник, К – кальцит, С – сидерит, Ал – алюмосиликаты, Кв – кварц, Пи – пирит, Ап – апатит, По – поры, Т – микротрещина

В таких зонах фиксируются содержания (в мас.%): Mg – до 0,75, Fe – до 1,16, Mn – до 0,25, P – до 2,20, связанные с микронными выделениями кальцита, апатита, пирита.

Кальцит, выполняющий камеры, разнозернистый, кристаллы плотно сросшиеся. Характерны блоки и слои с различной ориентировкой, размером и формой кристаллов (рис.5, А). Вдоль перегородок и стенок расположен тонкий до 0,2 мм слой слабоудлинённых, разноориентированных кристаллов. В таких приконтактовых слоях присутствует большое количество микропор и минеральных включений. Кальцит в образце непрозрачный. В центральных частях камер расположены более крупные кристаллы сильно удлинённой призматической формы, размером до 1-2 мм. Характерны полисинтетические двойники сложной формы с веерным угасанием (см. рис. 5, А, Г). Присутствуют слои с параллельной ориентировкой кристаллов с ровным угасанием. В поперечных срезах к удлинению кристаллов в шлифе наблюдается их изометричная форма в виде пестрой мозаики при скрещенных николях (см. рис. 5, Б). Кальцит в образце непрозрачный. Его структурные особенности указывают на одновременное быстрое формирование кристаллов из многочисленных центров кристаллизации, расположенных на стенках и перегородках раковины, а затем и на образованных слоях. Это привело к многочисленным разноориентированным блокам и слоям кальцита, выполняющим камеры. Прозрачность кальцита определяется размером, взаимоориентированностью кристаллов, количеством пор и включений.

Кальцит в ОРЭ ровного серого цвета, что указывает на его химическую однородность. Вдоль контактов с перегородками и стенками фиксируются многочисленные минеральные включения и поры. Центральные части камер содержат небольшое количество включений и пор, а их размер не превышает 5 мкм (см. рис. 4, А, Г). Включения представлены апатитом, сидеритом и пиритом.

Апатит образует слой шириной 10–40 мкм вдоль перегородок и стенок. Контакт с арагонитовыми слоями ровный, с кальцитом – кармановидный. Характерны



Рис. 5. Прозрачные шлифы фрагментов камер аммонита, выполненных кальцитом; николи Х:

А – стенка и перегородки аммонита, выполненные арагонитом, К – кальцит

включения апатита размером до 20 мкм и в кальците. Они ориентированы вдоль микротрещинок, выполняют поры (см. рис. 4, Б–Е).

Сидерит также образует тонкие (до 20 мкм) прожилки вдоль контактов с арагонитовыми слоями, выполняет поры в кальците (см. рис. 4, Б), однако встречается реже апатита. Включения пирита глобулярной формы, размером 1–2 мкм образуют округлые выделения до 12 мкм. Включения пирита формируются в апатите, в порах кальцита (рис. 4, Б, Г, Д). Форма выделений указывает на образование пирита с участием бактерий. Включения апатита, сидерита и пирита более поздние по отношению к кальциту.

Песчаник состоит из достаточно большого количества включений минералов, сцементированных карбонатами с пелитовой структурой. Включения преимущественно угловатой формы размером 0,05–0,2 мм (см. рисунки 3, А и 6). В песчанике присутствуют зёрна кварца, алюмосиликатов, ильменита, хромита, представляющие морской осадок, сцементированные кальцитом и сидеритом, фиксируются апатит и пирит (см. рис. 6). Кварц и алюмосиликаты угловатой формы размером от 12 до 250 мкм. Алюмосиликаты, как правило, замещены вторичными минералами, основным из которых является апатит. Химический состав алюмосиликатов существенно различается, что обусловлено большим количеством минералов, установленным РКФА (см. табл. 1), а также процессами их замещения. По данным РСМА, в алюмосиликатах фиксируются содержания (в мас.%): Na – от 0,12 до 6,25, Mg – от 0,00



Рис. 6. Фрагменты песчаника, выполняющего аммонит; микрозонд, ОРЭ:

А – арагонит, выполняющий перегородку, Кв – кварц, Ал – алюмосиликаты, К – кальцит, С – сидерит, Ап – апатит, П – пирит, И – ильменит, Х – хромит, По – поры



Рис. 7. Структура арагонитовых слоёв в ископаемом перламутре:

РЭМ: А – общий вид образца с хорошо видимыми (белый цвет) ступенями скола, Б, В – структура пластинчатых арагонитовых слоёв, Г – структура призматического арагонитового слоя; стрелками показаны кристаллы арагонита

до 10,4, К – от 0,00 до 13,82, Са – от 0,08 до 17,58, Fe – от 0,09 до 24,52, А1 – от 3,99 до 18,98, Si – от 13,10 до 30,16 и О – от 34,81 до 47,93. Высокие содержания Fe (12,40–24,52 мас.%) указывают на присутствие железистого хлорита – шамозита.

Включения хромита редки, угловатой формы, размером до 80 мкм (см. рис. 6, А). По данным РСМА, содержания в нём составляют (в мас.%): Сг – 46,35, Fe – 15,30, Мп – 0,47 и О – 32,25. Включения ильменита также угловатой формы, размером до 95 мкм встречаются чаще (см. рис. 6, А, В). Ильменит замещается лейкоксеном, на что указывают увеличение содержания Ті от 22,40 до 47,17 мас.% и уменьшение содержания Fe от 39,08 до 13,21 мас.%. Из элементов-примесей в ильмените, по данным РСМА, фиксируются (в мас.%): Мп – от 0,13 до 1,32, V – от 0,00 до 0,68 и Со – от 0,00 до 0,49.

Пирит присутствует в небольшом количестве в виде мелких (до 15 мкм) выделений округлой формы и ассоциирует преимущественно с сидеритом. Выделения сидерита в цементе мергеля многочисленны, размером до 100 мкм, имеют сложный неровный контур и отчётливо выделяются в ОРЭ более светлой окраской относительно кальцита (см. рис. 6, A, B).

В кальците, выполняющем неразрушенные камеры и мергель, содержания элементов-примесей, по данным PCMA, в среднем составляют (в мас.%): Mg - 0.50, Mn – 0,33 и Fe – 3,68. В отдельных спектрах отмечены содержания (в мас.%): Na – до 0,29, Sr – до 1,51 и Ва до 0,22. В сидерите из элементов-примесей фиксируются средние содержания (в мас.%): Na – 0,36, Mg – 2,09, Mn – 0,67, Co – 0,27 и Ca – 6,28. Присутствие Со является отличительной чертой сидерита в аммонитах Красноярского края. В апатите из элементов-примесей фиксируются средние содержания (в мас.%): F = 0.72, Na – 0,55, Mg – 0,14, Fe – 0,82, в отдельных спектрах Мп – до 0,12, Ni – до 0,14, Со – до 0,18 и Ва – до 0,25. По химическому составу апатит относится к гидроксиапатиту с повышенным содержанием фтора. В пирите содержания элементов-примесей в среднем составляют (в мас.%): Co – 0,36, As – 0,34, в отдельных спектрах – Ni – до 0,26, Cu – до 0,24, Zn – до 0,29 и Sb – до 0,68. Устойчивые содержания Со отличают пирит в аммонитах Красноярского края от пирита других объектов.

Электронно-микроскопические исследования позволили детализировать строение ископаемого перламутра. Изучен фрагмент перламутра толщиной 1,8 мм с красной и оранжевой иризацией (см. рис. 1). В образце отчётливо проявлены ступени скола (белый цвет на фотографии), отражающие слоистую текстуру перламутра (рис. 7, А). Толщина ступеней от 0,1 до 0,6 мм. По контактам таких слоёв при дальнейшем разрушении арагонита будет происходить разделение перламутра на пластины.

Исходные арагонитовые слои раковины аммонита хорошо сохранились. В изученном образце отсутствуют трещины и минеральные включения. Слои состоят из пластинчатых кристаллов арагонита, фиксируются два слоя призматических кристаллов (см. рис. 7, Б-Г). Пластинчатые слои арагонита состоят из кристаллов шириной 1,5-2,5 мкм и толщиной 0,4-0,6 мкм. Кристаллы плотно сросшиеся, образуют вертикальные колонны, а по горизонтали параллельные слои. Призматические слои образованы сильно удлинёнными призматическими кристаллами, ориентированными перпендикулярно слоистости. Кристаллы плотно сросшиеся, длиной 10-15 мкм и толщиной 1-1,5 мкм. Ширина призматических слоёв соответствует длине кристаллов. Контакты с пластинчатыми слоями чёткие, ровные (см. рис. 7, Г).

Иризация перламутра и её цвет определяются размером пластинчатых кристаллов арагонита. С уменьшением толщины кристаллов происходит изменение цвета иризации от красной до фиолетовой, что соответствует и уменьшению длины световой волны. Иризация отсутствует, если толщина кристаллов больше 0,9 мкм. С разрушением арагонитовых слоёв происходит рассеивание света, иризация становится менее чёткой или полностью исчезает.

Из представленных материалов можно сделать следующие выводы. Коллекционно-поделочные аммониты Красноярского края связаны с отложениями туронского яруса верхнего мела и находятся в конкрециях известковистого песчаника. Коммерческий интерес представляет преимущественно ископаемый перламутр аммонитов с яркой цветной иризацией. Перламутровый слой состоит из арагонита (до 93 мас.%), присутствуют кальцит, апатит, фатерит, сидерит, пирит. Из элементов-примесей зафиксированы Sr, Ba. Неразрушенные газовые камеры раковин выполнены кальцитом с включениями сидерита, апатита, анкерит-доломита. Жилые и разрушенные камеры выполнены песчаником, состоящим из кальцита, кварца, алюмосиликатов, арагонита, сидерита, апатита, пирита; присутствуют ильменит, хромит, магнезит. Из элементов-примесей повышенными содержаниями обладают Sr, Ba, Co, Ni, Pb.

Иризация ископаемого перламутра связана с сохранившимися пластинчатыми арагонитовыми слоями стенок аммонита. Цвет иризации определяется структурой и размером микрокристаллов арагонита. Ископаемый перламутр с цветной иризацией получил коммерческое название «Перликон» от р. Икон (места, где он был найден). Содержания радиоактивных и канцерогенных элементов не превышают допустимые нормы, что позволяет использовать аммониты в поделочных изделиях и предметах интерьера без ограничения.

Аммониты могут собираться в береговых обнажениях и руслах рек, что не требует капитальных вложений и не нарушает экологию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буканов В.В. Цветные камни и коллекционные минералы.// Энциклопедия. – СПб., 2014.
- Быстров И.Г., Петроченков Д.А., Барабошкин Е.Ю. Нижнемеловые ювелирно-поделочные аммониты Республики Дагестан // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2018. Т. 12. № 1. С. 32–41.
- Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000. Объяснительная записка / Б.М.Струнин, О.А.Дюжиков, О.А. Бармина, В.В. Комаров. – М.: АО «Геоинформмарк», 1994.
- 4. Костов И. Минералогия. М.: Мир, 1970.
- Петроченков Д.А., Барабошкин Е.Ю. Коллекционные, интерьерные и ювелирные аммониты из отложений нижнего апта Ульяновской области // Отечественная геология. 2019. № 1. С. 79–88.
- Петроченков Д.А., Быховский Л.З. Ювелирно-поделочные аммониты: проблемы оценки и перспективы добычи // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2018. № 4. С. 15–22.
- Радько В.А. Агаты, сердолики, яшмоиды Норильска. – СПб., 2013.
- Сакс В.Н., Ронкина З.З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины // Тр. НИИГА. 1957. Т. 90.
- Ювелирные аммониты Канады: особенности добычи и обработки // Д.А.Петроченков, В.В.Куликов, А.К.Литвиненко, Л.Д.Оникиенко // Горный журнал. 2018. № 11. С. 65–70.
- Ammonite and inoceramid biostratigraphy and biogeography of the Cenomanian through basal Middle Campanian (Upper Cretaceous) of the Morondava Basin, western Madagascar / I.Walaszczyk, W.J.Kennedy, K.Dembicz et al. // Journal of African Earth Sciences. 2014. Vol. 89. P. 79–132.
- Bockwinkel J., Becker R.T., Ebbighausen V. Late Givetian ammonoids from Hassi Nebech (Tafilalt Basin, Anti-Atlas, southern Morocco) // Fossil Record. 2013. Vol. 16(1). P. 5–65.
- Early Albian marine environments in Madagascar: An integrated approach based on oxygen, carbon and strontium isotopic data / Y.D.Zakharov, K.Tanabe, Shigeta Y. et al. // Cretaceous Research. 2016. Vol. 58. P. 29–41.
- Mychaluk K.A. Update on Ammolite production from Southern Alberta, Canada // Gems & Gemology. 2009. Vol. 45. № 3. P. 192–196.
- Mychaluk K., Zevinson A., Russelle H. Ammolite: Iridescent fossilized ammonite from Southern Alberta, Canada // Gems & Gemology. 2001. Spring. Vol. XXXVII. P. 4–25.

DOI: 10.24411/0869-7175-2019-10042

УДК 669.21/23 © Коллектив авторов, 2019

Извлечение золота из сульфидных руд и концентратов обогащения

Д.Р.МАГОМЕДОВ, А.К.КОЙЖАНОВА (Satbayev University; 050013, Республика Казахстан, г. Алматы, ул. Сатпаева, 22а; Акционерное общество «Институт Металлургии и Обогащения» «АО ИМиО»; 050100, Республика Казахстан, г. Алматы, ул. Шевченко, 29/133), М.Б.ЕРДЕНОВА, Н.Н.АБДЫЛДАЕВ (Акционерное общество «Институт Металлургии и Обогащения» (АО «ИМиО»); 050100, Республика Казахстан, г. Алматы, ул. Шевченко, 29/133)

В работе приведены результаты экспериментов по выщелачиванию золота из исходной руды иконцентратов обогащения руды одного из месторождений Казахстана. Пробирным анализом было установлено среднее содержание золота в руде – 6,0 и серебра – 7,9 г/т. В процессе исследований были отработаны режимы прямого цианирования, с предварительным окислением, сорбционного выщелачивания, а также опробованы варианты выщелачивания золота из руды после ультратонкого помола, гравитационного и флотационного обогащения. Наибольшая результативность – 95,59–99,45%, отмечена при окислительном и сорбционном цианировании концентратов гравитации. Прямое цианирование флотоконцентратов, полученных из хвостов гравитации, позволило извлечь 92,03%, сорбционное – 94,19%. *Ключевые слова*: концентраты обогащения, извлечение золота, цианирование, сорбционное выщелачивания, извлечение золота, цианирование, сорбционное выщелачивания, а закивированный уголь.

Магомедов Давид Расимович

Койжанова Айгуль Кайргельдыевна кандидат технических наук



davidmag16@mail.ru

aigul_koizhan@mail.ru

Ерденова Мария Бейсенбековна

Абдылдаев Нургали Нурланович

Recovery gold from sulfide ore and concentrates of enrichment

D.R.MAGOMEDOV, A.K.KOIZHANOVA (Satbayev University, The Institute of Metallurgy and Ore Beneficiation),

M.B.ERDENOVA, N.N.ABDYLDAEV (The Institute of Metallurgy and Ore Beneficiation)

The paper presents the results of experiments on the leaching of gold from the original ore and ore concentrates from one of the deposits of Kazakhstan. Analyzes found the average gold grade in ore equal to 6,0 and silver 7,9 g/t. In the process of research, the modes were tested out direct cyanidation, with preliminary oxidation, sorption leaching, also as well as options for leaching gold from ore after ultrafine grinding, gravity and flotation concentration. The highest efficiency – 95,59–99,45%, was noted during oxidative and sorption cyanidation of gravity concentrates. Direct cyanidation of flotation concentrates obtained from gravity tailings made it possible to recover 92,03%, sorption cyanidation – 94,19%.

Key words: concentrates of enrichment, gold recovery, cyanidation, sorption leaching, oxidizing agents, chlorine ions, activated carbon.

В последние годы в связи с исчерпанием запасов богатых россыпных, а также легкообогатимых руд все в большей степени в эксплуатацию вовлекаются коренные упорные руды (сульфидные, глинистые и др.), отвалы, хвосты фабрик, техногенное сырье. Увеличение объёмов добычи и переработки возможно лишь за счёт освоения новых месторождений и вовлечения в комплексную отработку забалансовых руд, отвалов и хвостов.

В мировой практике производства металлов наблюдаются тенденции обеднения руд и вовлечения в переработку низкосортного сырья. Всё возрастающие масштабы промышленного производства с вовлечением в сферу переработки бедного по содержанию ценных компонентов сырья привели к увеличению объёмов техногенных отходов, загрязняющих окружающую среду. В отечественной практике большое количество руд необоснованно относят к разряду труднообогатимых, хотя в лабораторных условиях на них получены достаточно приличные показатели. К таким рудам относятся сульфидные руды подземной добычи одного из месторождений Казахстана. Новые возможности и перспективы рентабельного извлечения из них золота открывает современное обогатительное оборудование.

Главными недостатками производства золота в республике Казахстан являются ограниченные подтверждённые запасы металла (около 900 т), использование на основных золотоизвлекательных предприятиях устаревших, малопроизводительных, многооперационных и экологически опасных технологий добычи, обогащения и металлургической переработки золотосодержащих руд. В результате этого допускаются большие потери золота, особенно на стадиях обогащения «упорных» и «особо упорных» руд с хвостами, в которых остается до 1,5–2,5 г/т золота. По этой причине общее его сквозное извлечение в товарную продукцию из подобного сырья не превышает 60% и руды данного типа относятся к категории труднообогатимых.

В настоящее время для извлечения золота и серебра из минерального сырья после обогатительного передела используют цианидное выщелачивание. Процесс интенсивного цианирования основан на использовании высоких концентраций цианида, окислителя (кислород) и щелочи. Кроме того, для интенсификации процесса цианирования возможно применение следующих приёмов: повышение температуры, снижение вязкости раствора, применение аэрации, а также возможно применение реагентов-ускорителей. В настоящее время значительное количество литературных данных посвящено ускорению процессов цианирования благородных металлов с использованием химических добавок. Преимуществами таких методов являются высокая технологичность - отсутствие необходимости менять технологию устоявшегося производственного процесса, не требуется применения специального оборудования и высококвалифицированного персонала. К недостаткам такого подхода следует отнести увеличение экологической нагрузки на окружающую среду, что, однако, является малозначимым при использовании экологически безопасных соединений. Поэтому поиск более дешёвых, эффективных и экологически безопасных реагентов-ускорителей является актуальным направлением совершенствования процесса интенсивного цианирования гравиконцентратов [1].

Экспериментальные методы и результаты. В процессе исследований в качестве исходного сырья использовали сульфидную золото-серебросодержащую руду одного из месторождений Казахстана. Гранулометрический состав руды крупностью –2,0+0 мм с распределением золота по классам крупности представлен в табл. 1. По результатам ситового анализа выявлено, что основная фракция руды представлена крупностью –2,0+1,25 и –0,8+0,25 мм, где выход составляет 23,64 и 47,4%, соответственно.

В процессе цианирования происходит окисление золота кислородом воздуха до Au+ и его переход в раствор в виде комплексного аниона [Au(CN)₂]⁻. Химизм описывается двумя последовательно протекающими реакциями:

 $2Au+4CN-2H_2O+O_2 \rightarrow 2[Au(CN)_2]+2OH-2H_2O_2,$

 $2Au+4CN-2H_2O_2\rightarrow 2[Au(CN)_2]+2OH-$.

Суммарная реакция:

 $4Au+8NaCN+2H_2O+O_2\rightarrow 4Na[Au(CN)_2]+4NaOH.$

Окислительный потенциал золота весьма высок (ϕ_0 =+1,88В). Наиболее известные окислители обладают меньшими потенциалами и не могут окислить золото. Известный и распространённый в гидрометаллургии окислитель - это кислород, потенциал которого также уступает золоту (ϕ_0 =+0,40В и ϕ_0 =-0,15В в щелочной среде), не способен переводить металлическое золото в раствор в виде катиона Au⁺. Снижение потенциала золота в цианистых растворах, за счёт уменьшения активности металла и согласно уравнению Нернста для полуреакции [Au(CN)₂]⁻=Au⁺+2CN⁻ дает потенциал равный ф_=-0,54В. Это позволяет произвести расчёт влияния того или иного окислителя на интенсивность растворения золота. Так, в процессе подбора окисляющего реагента был произведён предварительный расчёт энергии Гиббса и константы равновесия, позволяющий сделать выбор наиболее оптимального варианта окисления.

Данные табл. 2 указывают на протекание реакций в сторону растворения золота в цианистых растворах при стандартных условиях и окислении кислородом воздуха. Использование в качестве дополнительного окислителя перманганата (MnO_4^-) позволяет уменьшить изобарно-изотермический потенциал и повысить показатель константы равновесия, что указывает на смещение равновесия реакции в сторону растворения золота. Однако окислительные потенциалы соединений марганца наиболее эффективно проявляют себя в кислых средах. Применение пероксида натрия уже в более значительной степени способно сместить равновесие реакции

Образны	Класс крупности, мм	Выход	класса	Солержание Ан. г/т	Распределение Ан. %
o oproces					- ac-pegereine 11a, 70
	-2,0+1,25	409,5	40,95	4,41	23,64
	-1,25+1,0	42,6	4,26	7,24	4,03
$D_{\rm rmo}$ (TH 2)	-1,0+0,8	110	11	5,72	8,24
Руда (111-5)	-0,8+0,25	326,4	32,64	11,1	47,4
	-0,25+0,1	94,7	9,47	10,8	13,39
	-0,1+0,071	16,8	1,68	15,1	3,3
Итого		1000	100	7,64	100,0

1. Гранулометрическая характеристика дробленной руды (-2 мм) с распределением золота по классам крупности

Окислитель	E ₀ , B	∆G ₂₉₈ кДж/моль	lgKp
О ₂ (воздух)	-0,15	-75,27	13,2
Na ₂ O ₂	+1,2	-335,82	58,9
MnO ₄ ⁻	+0,56	-106,15	18,6
Cl ₂	+1,4	-374,42	65,7
ClO-	+0,88	-274,06	48,1
Н,О,	+0,95	-287,57	50,5

2. Расчёт энергии Гиббса и логарифма константы равновесия

в сторону растворения золота, так как величина энергии Гиббса снижается до -335,82 кДж/моль, а логарифм константы равновесия достигает показателя 58,9. Отдельно следует рассмотреть окислительные потенциалы соединений хлора: для Cl₂ (газа) нормальный окислительный потенциал равен +1,4B; для HClO (хлорноватистой кислоты) он равен +1,50 В; для ClO- (гипохлорит-иона) +0,88В. Теоретически, окисление более интенсивно должно протекать в слабокислой среде, когда образуется наибольшее количество хлорноватистой кислоты. Однако при этом ещё присутствует молекулярный хлор, который, реагируя с цианидами, образует сильно токсичный хлор-циан. В сильнощелочной среде (при pH >11-12) в растворе присутствуют только гипохлорит-ионы, окислительный потенциал которых ниже, чем у других описанных выше соединений хлора. Поэтому при указанном оптимальном значении pH (~10-11) количество молекулярного хлора сведено к минимуму, следовательно, возможность образования хлор-циана исключена, и в то же время ещё имеется в достаточном количестве хлорноватистая кислота, окислительный потенциал которой значительно выше, чем окислительный потенциал гипохлорит-иона. Вышеизложенное можно проиллюстрировать кривой диссоциации HClO в воде при различных значениях pH, приведённой на рис. 1. Поведение соединений хлора от показателя рН среды было подробно изучено отечественными и зарубежными исследователями [5, 19].

Таким образом, проанализировав расчётные данные по эффективности окислительных свойств рассмотренных ранее реагентов, для дальнейших экспериментов были выбраны в качестве окислителей гипохлорит кальция $Ca(ClO)_2$ и пероксид натрия Na_2O_2 . Проведённые ранее работы по окислительному выщелачиванию также подтвердили эффективность использования гипохлорита кальция [4, 11–13, 17]. Несмотря на высокий окислительный потенциал молекулярного хлора, а также имеющийся опыт хлорного выщелачивания [18], использование его в щелочных растворах сместит диссоциацию в сторону образования гипохлорит ионов ClO^- [10]. Использование перманганатов и других соединений марганца нецелесообразно в щелочных средах. В ряде работ была показана эффективность применения перекиси водорода, но также отмечена и его побочная реакция, приводящая к окислению цианида [8, 14]. Кроме того, аналогично перманганату, применение пероксида водорода в качестве окислителя более целесообразно для кислых сред.

На практике, помимо применения химических окислителей в процессе переработки золотосодержащего сырья, широко известен способ бактериального выщелачивания. В ряде работ приведены примеры, когда биохимическое выщелачивание имеет преимущества по сравнению с химическим выщелачиванием – обеспечивает повышенные скорости растворения драгоценных металлов, повышает извлечение золота на 20–30%, снижает потребление цианидов на 50% [15]. Однако химический и гранулометрический состав исследуемой пробы не способствовал адаптации бактериальной культуры и дальнейшему биоокислению минералов. Также к недостаткам метода биовыщелачивания относят и увеличение продолжитеельности процесса [3].



Рис. 1. Зависимость диссоциации НСЮ от значений рН

Решению данных проблем и поиску новых альтернативных способов для извлечения золота из руд и продуктов обогащения посвящено множество исследований.

К нетрадиционным методам повышения извлечения золота из упорных сульфидных руд и продуктов обогащения можно отнести: реагентный метод (альтернативные растворители); методы вскрытия минерального сырья (электрохимические); бактериальное и автоклавное выщелачивание; окислительный обжиг и др.

Для переработки упорных сульфидных золотосодержащих руд используется *автоклавное окисление* пульпы кислородом под давлением в присутствии серной кислоты, затем цианирование.

Элемент	Содержание компонентов, %	Элемент	Содержание компонентов, %	Элемент	Содержание компонентов, %
0	48,712	Cl	0,010	Со	0,012
Na	0,842	K	1,580	Cu	0,024
Mg	1,097	Ca	3,891	Zn	0,113
Al	7,470	Ti	0,327	Rb	0,005
Si	22,784	V	0,006	Sr	0,009
Р	0,046	Mn	0,154	Zr	0,008
S	0,952	Fe	4,882	Pb	0,006

3. Результаты рентгенофлюоресцентного анализа пробы исходной руды

Для переработки углистых золотых руд и концентратов с повышенной сорбционной активностью применяется также *окислительный обжиг* с последующим цианированием. При нагревании в окислительной атмосфере свободный углерод легко взаимодействует с кислородом воздуха.

Проанализировав ряд альтернативных способов (окислительный обжиг, автоклавное выщелачивание и др.) для переработки данного сырья по извлечению золота, авторы пришли к выводу о нецелесообразности применения этих способов с точки зрения экономии и сложности инженерного оформления процесса. Поэтому данные исследования направлены на способ выщелачивания различными растворителями для извлечения.

На практике в большинстве случаев цианирование также совмещают с одновременным извлечением растворённого золота сорбентами: активированным углём или ионообменной смолой. При этом получают более высокие показатели по растворению золота из руды и пониженному содержанию золота в твёрдой фазе хвостов сорбционного выщелачивания. Механизм, параметры, достоинства и недостатки сорбционного выщелачивания активированным углём благородных металлов непосредственно из пульп были подробно изучены в работе Чугаева Л.В. [9].

Установлено, что характер сорбционного извлечения металлов из технологических растворов связан с микроструктуройвыщелачивающих растворов, имеющих квазиоднородную структуру [17]. Качественный активированный уголь, используемый при извлечении драгоценных металлов может быть термически регенерирован и многократно использован. Для регенерации отработанный активированный уголь перерабатывается в горизонтальной печи при высоких температурах для удаления летучих веществ и повторного открытия структуры пор углерода. При выборе активированного угля для процессов извлечения золота очень важно учитывать твёрдость углерода. Твёрдые углеродные частицы способны в большей степени сопротивляться истиранию во время работы, проявляют повышенную способность к регенерации и сохраняют свою полезность в течение более длительного жизненного цикла [10].

Результаты и их обсуждение. В качестве сорбента использовали высокоактивный гранулированный активированный уголь GoldCarb 207С, который является одним из лучших сорбентов для извлечения растворённого цианистого комплексного соединения золота из растворов. Производится из специальных сортов кокосовой скорлупы, что позволяет получить высококачественный уголь, соответствующий требованиям золотодобывающих предприятий.

В операциях сорбционного выщелачивания, измельчённое золотосодержащее сырье смешивается с водой и загустителями, образуя жидкую пульпу. Затем пульпу перекачивают в камеры выщелачивания с воздушным перемешиванием, где золото выщелачивается из руды с использованием раствора цианида натрия. Пульпа передаётся в серию резервуаров адсорбера, содержащих активированный уголь, который смешивается с выщелоченной пульпой и движется против течения. Золотосодержащий активированный уголь отделяется от пульпы сетчатым экраном, который блокирует прохождение углерода через него, в то время как более мелкие частицы пульпы отфильтровываются.

В процессе подбора реагентов для окислительного и сорбционного выщелачивания, параллельно велась работа по подготовке проб исследуемой руды. Проведённые ранее физико-химические анализы показали качественный и количественный состав данной руды.

Согласно химическому анализу проба представлена следующими элементами (в %): углерода общего – 1,03, углерода карбонатного – 0,90, сурьмы – <0,002, мышьяка – <0,030.

Так, рентгенофлуоресцентным (полуколичественным) анализом (табл. 3) было выявлено основное преобладание в руде следующих элементов (в %): кислород – 48,7, кремний – 22,78, алюминий – 7,47,

Название соединения	Формула	%
Кварц	SiO ₂	54,7
Кальцит	(Mg _{0,064} Ca _{0,936})(CO ₃)	12
Клинохлор 1MIa	$Mg_{2,5}Fe_{1,65}Al_{1,5}Si_{2,2}Al_{1,8}O_{10}(OH)_{8}$	11,2
Доломит	CaMg(CO ₃) ₂	6,3
Альбит	Na(AlSi ₃ O ₈)	5
Рибекит	Na ₂ Fe ₃ Fe ₂ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	4,8
Пирит	FeS2	3,4
Мусковит 2М1	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	2,7

4. Рентгенофазовый анализ исходной руды

железо – 4,88, кальций – 3,89, калий – 1,58, магний – 1,097, сера – 0,952.

Рентгенофазовым (качественный и количественный) анализом, результаты которого приведены в табл. 4, установлено, что основная часть руды представлена кварцем (54,7%) и другими силикатами, также присутствуют карбонаты такие как кальцит (12%) и доломит (6,3%), содержание сульфидов незначительно и представлено в основном пиритом (3,4%).

Атомно-абсорбционным и пробирным анализами было установлено среднее содержание золота в пробе – 6,0–6,04 г/т. Рациональный анализ на золото показал, что в исследуемой руде, измельчённой до крупности 100% класса 0,071 мм, золото в сростках составляет 85,51%, золото, ассоциированное с сульфидами – 11,81%, в плёнках – 1,46%, в пустой породе – 1,22%. Размеры зёрен золота колеблются до 0,05 мм. На основании полученных данных можно констатировать, что при цианировании руды следует ожидать достаточно высоких показателей по растворению золота (80% и более).

Помимо исходных проб, для экспериментов по окислительному и сорбционному выщелачиванию из данного образца руды были наработаны концентраты гравитационного и флотационного обогащения. При получении концентратов первой партии упор был сделан на выход по массе, содержание золота в них составило 25,55 г/т. Во втором случае был получен концентрат с содержанием золота 58,3 г/т, но с меньшим массовым выходом. Хвосты второго концентрата, содержащие около 1 г/т золота, были подвергнуты флотационному обогащению, в результате которого получили флотоконцентраты с содержанием золота 14,8 г/т.

Выщелачивание проб производилось в агитационном режиме, при соотношении Т:Ж=1:3, в течение 24 часов. В экспериментах с прямым цианированием исходной руды было протестировано три варианта степени измельчения пульпы: 55% – 0,071 мм, 85% – 0,071 мм и 100% – 0,02 мм. Во всех остальных экспериментальных вариантах пробу предварительно измельчали

до 85% – 0,071 мм. Концентрация цианида натрия в выщелачивающих растворах равнялась 0,1%, в качестве исключения на одном из образцов гравиконцентрата была протестирована концентрация 0,2%. Результаты и условия выщелачивания проб руды, а также продуктов её обогащения приведены в табл. 5.

Данные, приведённые в табл. 4 и отражённые на рис. 2, показывают значительное увеличение эффективности извлечения золота при использовании дополнительных окисляющих реагентов и сорбционном выщелачивании как из исходной руды, так и продуктов обогащения по сравнению с прямым цианированием. Так, использование гипохлорита кальция в качестве дополнительного окислителя, увеличивает извлечение золота из исходной руды до 98%, в то время как прямое цианирование позволяет извлечь только 84,5%; при этом дополнительный сверхтонкий помол руды до 0,02 мм лишь незначительно повышает извлечение до 87%. Введение в процесс цианирования активированного угля GoldCarb 207С даёт возможность извлекать 91,72% золота.

Несмотря на то, что при окислительном выщелачивании исходной руды в твёрдом остатке остается минимальное количество золота 0,12 г/т, для наработки продуктивных растворов потребуется более высокая суточная производительность аппаратов агитационного выщелачивания, сгустителей, отстойников и другого технологического оборудования. С этой целью были отработаны варианты, предусматривающие получение продуктивных золотосодержащих растворов из концентратов обогащения, обладающих более высокой концентрацией благородного металла по сравнению с растворами выщелачивания исходной руды. В процессе выщелачивания концентратов гравитационного обогащения при прямом цианировании 0,1% раствором NaCN извлечение золота составило 78,36%, а повышение концентрации цианида в 2 раза до 0,2% позволило увеличить извлечение до 99,37%. Использование дополнительного окисления гравитационных концентратов, позволяет достичь извлечения золота 99,26% (Na₂O₂)

Проба	Дополнительные параметры/реагенты	Аи исх., г/т	Аи кек, г/т	E Au, %						
Прямое цианирование										
	Крупность 55%–0,071мм	6,0	0,95	84,17						
Исходная руда	Крупность 85%–0,071мм	6,0	0,93	84,50						
	Крупность 100%–0,02мм	6,0	0,78	87,00						
F aa	_	25,55	5,53	78,36						
т равиконцентрат	NaCN – 0,2% (увеличение в 2 раза)	25,55	0,16	99,37						
Флотоконцентрат	14,8	1,18	92,03							
	Цианирование с окислением									
Исходная руда	$Ca(ClO)_2 - 0,1\%$	6,04	0,12	98,01						
F	$Ca(ClO)_2 - 0,1\%$	25,55	0,14	99,45						
т равиконцентрат	$Na_{2}O_{2} - 0,1\%$	25,55	0,19	99,26						
Флотоконцентрат	$Ca(ClO)_2 - 0,1\%$	14,8	0,4	97,3						
Сорбционное выщелачивание										
Исходная руда	GoldCarb 207C	6,04	0,5	91,72						
Гравиконцентрат	GoldCarb 207C	58,3	2,57	95,59						
Флотоконцентрат	GoldCarb 207C	14,8	0,86	94,19						

5. Результаты извлечения золота различными вариантами комбинаций выщелачивающих реагентов





Рис. 2. Эффективность вариантов выщелачивания на исходной руде и продуктах её обогащения

и 99,45% (Ca(ClO)₂) без увеличения расхода цианида. Сорбционным выщелачиванием из концентрата гравитационного обогащения было извлечено 95,59% золота. Однако следует отметить, что в последнем случае цианированию подвергался более богатый концентрат с содержанием золота 58,3 г/т. Извлечение золота из концентратов флотационного обогащения, которые в свою очередь были получены из хвостов гравитационного обогащения, составляло 92,03% при прямом цианировании, дополнительное окисление позволило повысить этот показатель до 97,3%, при сорбционном выщелачивании до 94,19%.

Таким образом, для переработки руды одного из месторождений Казахстана можно рекомендовать комбинированный метод, включающий следующую последовательность технологических операций: измельчение руды до 0,071мм-гравитационное обогащение-флотационное обогащение хвостов гравитации (по гравитационно-флотационной схеме обогащения из руды получен объединённый золотосодержащий концентрат с содержанием золота 39,2 г/т)-сорбционное выщелачивание полученных концентратов обогащения. Несмотря на то, что при сорбционном выщелачивании извлечение золота из концентратов немного уступает окислительному выщелачиванию, главным преимуществом будет отсутствие необходимости производить дополнительную фильтрацию пульпы с дальнейшей сорбцией продуктивного раствора, что существенно сократит продолжительность процесса и энергозатраты. Кроме того, само использование окисляющих реагентов уже предполагает дополнительные расходы.

Однако применение гипохлорита кальция как окислителя можно рассматривать в качестве альтернативы для интенсификации процесса выщелачивания золота либо для других типов минерального золотосодержащего сырья, не поддающегося сорбционному выщелачиванию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Евдокимов А.В. Исследование процесса интенсивного цианирования золотосодержащих гравитационных концентратов / Автореф. канд. ... технич. наук. – Иркутск, 2012.
- Доизвлечение золота в концентрат из лежалых хвостов методом флотации / Н.Н.Абдылдаев, А.К.Койжанова, Э.М.Камалов и др. // Комплексное использование минерального сырья. 2018. № 4. С. 11–16.
- Достоинства и недостатки применения технологий биоокисления сульфидных концентратов / Л.Н.Крылова, К.А.Вигандт, Л.Е.Саруханова и др. // Цветные металлы. № 11. 2013. С. 29–34.
- Выщелачивание золотосодержащего сырья с использованием окислителя / Б.К.Кенжалиев, А.К.Койжанова, Г.Ж.Абдыкирова и др. // Материалы междунар. научнопрактической конференции «Эффективные технологии

производства цветных, редких и благородных металлов». – Алматы, 2018.

- Милованов Л.В. Очистка и использование сточных вод предприятий цветной металлургии. – М.: «Металлургия», 1971.
- Семенченко Г.В., Абубакриев А.Т. Биохимическая технология извлечения благородных металлов из упорных руд // Комплексное использование минерального сырья. 2014. № 3. С. 28–37.
- Современные проблемы металлургии материаловедения благородных металлов / С.И.Лолейт, М.А.Меретуков, Л.С.Стрижко, К.К.Гурин. – М.: Издат. дом МИСиС, 2012.
- Старков А.М., Рябухин Е.А. Метод выщелачивания золота в цианистом растворе в присутствии альтернативных окислителей // Молодежный научный форум: Технические и математические науки: электр. сб. ст. по мат. XLI междунар. студ. научно-практической конференции. № 1(41). URL: https://nauchforum.ru/archive/MNF_tech/1(41).pdf (дата обращения: 16.03.2019)
- 9. *Чугаев. Л.В.* Металлургия благородных металлов. М.: «Металлургия», 1987.
- Carbon for gold recovery. The value of activated carbon / Calgon Carbon Corporation brochure. 2014. P. 6.
- Extraction of gold from flotation tails of gold-processing plant. News of the national academy of sciences of the republic of kazakhstan-series chemistry and technology // B.K.Kenzhaliyev, A.K.Koizhanova, G.V.Sedelnikova et al. 2017. P. 62–69.
- Extraction of gold from man-made mineral raw materials by methods of flotation enrichment and cyaning / M.Erdenova, B.Kenzhaliyev, A.Koizhanova et al. // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM, Bulgaria. 2018. Vol. 18 P. 67–74.
- Extraction of non-ferrous and noble metals from mill tailing by solutions in the presence of oxidizing agents / B.K.Kenzhaliyev, A.N.Berkinbayeva, Z.D.Dosymbayeva, R.Kh.Sharipov // International Journal of Engineering and Applied Sciences (IJEAS). 2017. Vol. 4.
- Fungene T., Groot D.R., Mahlangu T., Sole K.C. Decomposition of hydrogen peroxide in alkaline cyanide solutions // Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy J. S. Afr. Inst. Min. Metall. Vol. 118. № 12. P. 1259– 1264.
- Kenzhaliyev B., Berkinbaeva A. Development of cost-efficient environmentally sound technology for enhanced gold recovery from rebellious gold-containing raw materials // XXV International Mineral Processing Congress 2010. P. 455–462.
- Kenzhaliyev B.K., Iskhakova R.R., Dosymbayeva Z.D. Sorption extraction of noble and non-ferrous metals from process leaching solutions // American Journal of Applied Sciences. 2015. Vol. 12. P. 875–884.
- 17. *Morteza Baghalha* Leaching of an oxide gold ore with chloride/hypochlorite solutions // International Journal of Mineral Processi. 2007. № 82(4). P. 178–186.
- Roasting and chlorine bleaching of gold-bearing refractory concentrate: Experimental and process analysis / Ida De Michelisa, Agostino Olivieri, Stefano Ubaldini at al. // International Journal of Mining Science and Technology. 2013. № 23. P. 709–715.
- Study of pyrite oxidation with chlorine dioxide under mild conditions / Zaizheng Dong, Yimin Zhu, Yuexin Han, Xiaotian Gu Kai Jiang // MineralsEngineering. 2019. P. 106–114.

Х международная научно-практическая конференция

«Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов»

14-17 апреля 2020 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»

Цель конференции:

развитие научно-методических основ прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (АБЦМ), определение направлений работ по воспроизводству минеральносырьевой базы АБЦМ.

Тематика конференции:

• минерагения АБЦМ;

• приоритетные направления прогнозно-поисковых и поисковооценочных работ на АБЦМ;

 перспективные объекты для постановки геологоразведочных работ на АБЦМ различных стадий;

 опыт проведения и результаты геологоразведочных работ на АБЦМ объектов распределённого и нераспределённого фондов недр;

• научно-методические основы комплексирования геологических, геохимических, геофизических методов прогноза, поисков и оценки месторождений АБЦМ;

 использование комплексных моделей месторождений для целей прогноза, поисков, оценки и разведки АБЦМ;

• разработка и реализация инновационных методов, методик и технологий ГРР на АБЦМ;

Место проведения:

117545, Москва, Варшавское шоссе, дом 129, корп. 1

ФГБУ «ЦНИГРИ

Первое информационное письмо

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ») проводит 14–17 апреля 2020 г. Х Международную научно-практическую конференцию «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». Конференция проводится при поддержке Федерального агентства по недропользованию, Российской академии наук, Российского геологических организаций.

К сведению участников:

Для участи я в конференции приглашаются представители территориальных органов Роснедр, геологоразведочных предприятий, компаний недропользователей, научно-исследовательских отраслевых, академических институтов и ВУЗов

Программа конференции включает пленарное заседание, устные и стендовые доклады на тематических секциях, а также геологические экскурсии на золоторудные или полиметаллические месторождения России (участие в экскурсиях платное).

Официальный язык конференции – русский и английский.

Тезисы докладов не редактируются и публикуются в авторском варианте. Сборник тезисов докладов будет издан к началу конференции. Базовые доклады планируется опубликовать в журналах «Отечественная геология» и «Руды и металлы».

Программа конференции будет разослана в электронном виде зарегистрированным участникам.

Регистрация участников и приём тезисов будет проводиться на сайте Института с 1 августа до 01 марта 2020 года

Контакты:

Котельников Евгений Евгеньевич Антонец Анастасия Владимировна

```
(495)315-28-10
```

(495)315-26-01

e-mail: conference@tsnigri.ru



75-летие Евгения Гатовича Фаррахова

Евгению Гатовичу Фаррахову – Первому Вице-президенту Российского геологического общества, заслуженному геологу России, кандидату технических наук – 9 октября 2019 г. исполнилось 75 лет.

Е.Г.Фаррахов родился 9 октября 1944 г. в г. Кимры Калининской области. Вся его трудовая деятельность неразрывно связана с геологией. Евгений Гатович – выпускник (1970) геофизического факультета Московского геологоразведочного института имени Серго Орджоникидзе.

В 1964–1980 гг. Е.Г.Фаррахов работал в различных геологогеофизических организациях Министерства геологии СССР в должностях от техника до начальника партии. С 1975 по 1978 гг. руководил сейсморазведочными работами (КМПВ) в Монголии. В 1980–989 гг. работал начальником Космоаэрогеологической экспедиции ГНПП «Аэрогеология», в 1989–1993 – главным ин-

женером ГНПП «Аэрогеология». В 1993–2004 гг. Е.Г.Фаррахов занимался административной работой в системе Министерства природных ресурсов в должностях: управляющего делами, начальника Управления делопроизводства, зам. начальника Управления по связям с общественностью и СМИ.

С 2004 г. Евгений Гатович – Первый Вице-президент общественной организации Российское геологическое общество. В своей работе большое внимание он уделяет вопросам популяризации геологических наук, социальной защите ветеранов-геологов, поддержке и развитию инновационных направлений. При его непосредственном участии в РОСГЕО созданы секции инженерной геологии и гидрогеологии, медицинской геологии, геоэтики, сохранения георазнообразия и музейной деятельности, горная секция. Также при непосредственном участии Е.Г.Фаррахова РОСГЕО были организованы соревнования пяти Всероссийских детско-юношеских полевых открытых олимпиад и проводятся ежегодные олимпиады и соревнования школьников по проверке теоретических знаний в области геологии. В последние годы РОСГЕО – научно-методический центр детско-юношеского геологического образования России. Здесь организованы многочисленные семинары и конференции для преподавателей учреждений дополнительного образования и школ, в которых существуют геологические кружки и классы. Всегда и везде на каждом участке работы Евгений Гатович вкладывает в дело не только уникальный опыт, профессионализм и мощный организаторский дар, но и мужество, государственный подход, глубокую человеческую мудрость.

Е.Г.Фаррахов – автор более 30 научных публикаций и соавтор двух коллективных монографий по медицинской геологии и экологическим проблемам недропользования.

Евгений Гатович является действительным членом Международной медико-геологической ассоциации и Международной Академии геоэкологии. Он участник XXXIII и XXXIV Международных геологических конгрессов в Осло (Норвегия) в 2008 г. и в Брисбене (Австралия) в 2012 г. Имеет правительственные награды.

Сердечно поздравляем Евгения Гатовича с юбилеем! Желаем ему крепкого здоровья и плодотворной деятельности на благо отечественной геологии.

Редколлегия журнала



Памяти Виктора Борисовича Чекваидзе

22 сентября 2019 г. на 87 году жизни скончался доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник отдела благородных металлов ЦНИГРИ, академик РАЕН Виктор Борисович Чекваидзе.

В.Б.Чекваидзе – известный в нашей стране и за рубежом учёный, специалист в области петрографии и геохимии. Главные направления научной деятельности – изучение месторождений благородных и цветных металлов, разработка методов их прогноза и поисков (околорудный метасоматизм, прикладная геохимия, комплексирование петрографических, минералогических и геохимических поисковых методов).

Виктор Борисович Чекваидзе родился в Харькове. С отличием окончил в 1955 г. Харьковский университет. С 1965 г. трудился в ЦНИГРИ. Он многие годы проводил работы

колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного в Змеиногорском, Алтая на Золотушинском, Рубцовском, Лениногорском и Зыряновском рудных районах. Результатом работ формационная классификация околорудных метасоматитов, этих явилась успешно использующаяся И дни. В Зыряновском районе участвовал в наши в прогнозно-металлогенических исследованиях, которые привели к открытию Малеевского и Майского месторождений. Позже В.Б.Чекваидзе возглавил минералого-геохимическую лабораторию, которая проводила работы на рудное золото во многих регионах бывшего Союза (Северный и Восточный Казахстан, Закарпатье, Узбекистан, Северо-Восток России). Им был усовершенствован комплекс минералого-геохимических методов поисков золоторудных месторождений. Выдвинутое В.Б.Чекваидзе положение о закономерно повторяющихся вещественных триадах (породноминерально-элементных ассоциациях) подтверждено на месторождениях разных формационных типов. Виктор Борисович обосновал и внедрил в практику поисковых работ комплексную петрографоминералого-геохимическую методику поисков золоторудных месторождений. В.Б.Чекваидзе – инициатор и автор разработки ионно-потенциометрического метода поисков золоторудных месторождений, с помощью которого на фланге месторождения Наталка была выявлена новая промышленная рудная зона.

В последнее время Виктор Борисович выполнял работы по оценке перспектив золотоносности магматических и метаморфических комплексов Востока России, участвовал в работах по научному сопровождению ГРР, направленных на поиски месторождений золота в пределах Республики Карелия, Мурманской и Архангельской областей.

В.Б.Чекваидзе – автор более 250 печатных трудов, включая 7 монографий. Он был членом диссертационного совета ЦНИГРИ, лауреатом премии имени М.Б. и Н.И.Бородаевских (1999 г.).

Учёный совет ФГБУ «ЦНИГРИ» Редколлегия журнала



Памяти Василия Александровича Прокина

29 сентября 2019 г. ушёл из жизни известный геолог, горный инженер, доктор геолого-минералогических наук, профессор, почётный профессор Уральского государственного горного университета Василий Александрович Прокин.

В.А.Прокин родился 30 декабря 1922 г. в деревне Шата Сухоложского района Свердловской области. Во время Великой Отечественной войны воевал в Крыму, где участвовал в освобождении Севастополя, на Украине и в Прибалтике. За боевые подвиги он награждён орденами: «Слава III степени», «Красная звезда», «Отечественная война II степени» и многими медалями.

После окончания в 1951 г. Свердловского горного института В.А.Прокин был направлен в Башкирию (г. Сибай). Работал на поисках и разведке рудных месторождений

в тресте «Уралцветметразведка» (1951–1957), в тематической партии Башкирского территориального геологического управления (1957–1962), заведующим отделом в горногеологическом институте Башкирского филиала Академии Наук СССР (1962–1968). За период его работы главным геологом Башкирского территориального геологического управления (1968–1975) была значительно расширена минерально-сырьевая база цветной металлургии республики. Под руководством В.А.Прокина проводилась разведка Сибайского, Бурибайского и других медноколчеданных месторождений Башкирского Зауралья, составлены прогнозные геологические карты Башкирии на медь, золото и другие полезные ископаемые.

Наряду с производственной деятельностью Василий Александрович осуществлял научные разработки, направленные на успешные поиски новых месторождений. Он является первооткрывателем Маканского, Юбилейного и Подольского меднорудных месторождений.

Дальнейшая трудовая и научная деятельность В.А.Прокина связана с Министерством геологии РСФСР в должности начальника Управления минеральных ресурсов (1975–1977), Свердловским горным институтом в должности заведующего кафедрой (1977–1986) и Институтом геологии и геохимии им.А.Н.Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук в должности заведующего лабораторией (1986–2003).

Научные исследования В.А.Прокина посвящены проблемам методики поисков и разведки, геологии и генезиса рудных месторождений, металлогении. Им были предложены новые методы определения изменчивости рудных тел и размеров разведочной сети скважин, разработаны принципиальная схема зональности околорудных гидротермальных изменений вмещающих пород и модели формирования и преобразования колчеданных залежей, выделены рудоносные вулканические постройки, предложена схема классификации колчеданных месторождений и геодинамических условий их формирования.

В.А.Прокин является автором и соавтором более 200 научных публикаций, в том числе 6 монографий. Василий Александрович – участник сессий Международного Геологического Конгресса в Праге (1968), Монреале (1972), Москве (1984), Вашингтоне (1989), где выступал с докладами.

За плодотворную научно-производственную деятельность и заслуги в развитии и освоении минерально-сырьевой базы Василию Александровичу Прокину присвоены звания: Почётный разведчик недр Российской Федерации, Заслуженный деятель науки и техники Башкирской АССР, Заслуженный деятель науки Российской Федерации, Лауреат Премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники.

Светлая память о В.А.Прокине навсегда сохранится в сердцах его единомышленников и учеников.

Российское геологическое общество Коллектив геологов Урала, Башкортостана Редколлегия журнала І МОЛОДЁЖНАЯ НАУЧНО-ОБРАЗОВАТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

«МСБ алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче»

19-21 ФЕВРАЛЯ 2020 г

Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»

Уважаемые коллеги!

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ») приглашает вас принять участие в работе І молодёжной научно-образовательной геологической конференции: «МСБ алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче».

Принимаются заявки от студентов, аспирантов, молодых учёных и специалистов в возрасте до 35 лет.

Научные направления конференции:

• Металлогения, минерагения и рудогенез;

• Прогноз, поиски, оценка и разведка месторождений полезных ископаемых;

 Разработка прогнозно-поисковых и геологогенетических моделей месторождений твёрдых полезных ископаемых;

• Методы изучения вещественного состава пород и руд;

• Физико-химические условия

минералообразования;

• Геолого-экономическая оценка месторождений полезных ископаемых и участков недр;

• Использование геоинформационных технологий и пространственных

данных в геологической отрасли;

• Современные технологии добычи и переработки минерального сырья.

Важные даты

01 июля 2019 г. – рассылка первого циркуляра; 02 сентября 2019 г. – рассылка второго

циркуляра начало регистрации и приёма тезисов; 02 декабря 2019 г. – окончание приема тезисов;

23 января 2020 г. – рассылка третьего циркуляра с программой конференции;

15 января 2020 г. – окончание регистрации;

23 декабря 2019 г. – объявление о приёме/отмене тезисов, рассылка предварительной программы;

19-21 февраля 2020 г. – работа конференции

На конференции планируется проведение кратких лекционных курсов и семинаров ведущими специалистами по разным направлениям геологических наук. Предварительный список лекций будет приведен во втором циркуляре. Предусматривается выдача сертификатов для участников конференции. Выступления молодых ученых будут проходить как в устном, так и в стендовом формате.

К началу конференции планируется опубликовать сборник тезисов в электронном виде. Сборник будет включен в базу данных РИНЦ. Лучшие доклады в виде статей будут опубликованы в журналах «Отечественная геология» и «Руды и металлы»

 \bigcirc

Ø

Конференция будет проходить по адресу: г. Москва, Варшавское шоссе, 129, кор. 1.

Регистрация и подача тезисов открыта на сайте http://www.young.tsnigri.ru.