

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 5 / 2023

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор:
А.И.Иванов

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

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

Содержание

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ		ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ	
<i>Кузнецов В. В., Серавина Т. В., Донец А. И., Кудрявцева Н. Г., Кузнецова Т. П., Филиппова С. С.</i> История изучения и основные особенности свинцово-цинково-колчеданных месторождений типа MVT Приаргунской минерагенической зоны 3		<i>Сурин Т. Н.</i> Палеовулканизм восточной части Магнитогорской мегазоны (Южный Урал): петрология, геохимия и перспективы золотоносности 72	
<i>Миляев С. А.</i> Поиски рудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния хлора и брома 26		ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА МИРОВОГО ОКЕАНА	
МИНЕРАГЕНИЯ		<i>Сагалевич А. М.</i> Методика проведения геологических исследований океана с применением глубоководных обитаемых аппаратов 95	
<i>Звездов В. С., Мигачёв И. Ф., Минина О. В.</i> Комплексные медно-порфировые рудно-магматические системы андезитовидных и базальтоидных вулканоплутонических поясов 35		ИНФОРМАЦИЯ	
		Академик Герасим Васильевич Богомолов – первооткрыватель 103	
		Итоги I Международного геологического чемпионата «ГеоВызов» 105	

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

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

Свидетельство о регистрации в средствах массовой информации

№ 01217 от 03 июня 1992 г.

Подписано в печать 16.11.2023

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»

История изучения и основные особенности свинцово-цинково-колчеданных месторождений типа MVT Приаргунской минерагенической зоны

В пределах Приаргунской минерагенической зоны выделяются два типа месторождений: в венд-кембрийских осадочных (карбонатных) породах – MVT со свинцово-цинково-колчеданным оруденением и в мезозойских вулканогенных породах – VMS с колчеданно-полиметаллическим. Месторождения типа MVT приурочены к вулканогенно-карбонатно-терригенной формации. Установлено два генетических типа рудных тел – стратиформный (стратифицированный) и штокверковый гидротермально-метасоматический зон поводящих каналов. Стратиформные рудные тела залегают согласно напластованию вмещающих пород в пологих палеодепрессиях, приурочены к контактам известняков с доломитами и углеродистыми алевролитами или контролируются межслоевыми тектоническими нарушениями. Месторождения рассматриваемого типа формировались синхронно с осадконакоплением. В то же время механизм формирования стратиформных или стратифицированных рудных тел мог быть принципиально различным.

Ключевые слова: MVT, Приаргунская минерагеническая зона, Кличкинский рудный район, Нерчинско-Заводской рудный район, Шахтаминский рудный район, колчеданно-полиметаллические месторождения.

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

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

ДОНЕЦ АЛЕКСАНДР ИВАНОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, donets@tsnigri.ru

КУДРЯВЦЕВА НЕЛЛИ ГЕОРГИЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ngkudryavtseva@tsnigri.ru

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

ФИЛИПОВА СВЕТЛАНА СЕРГЕЕВНА, ведущий инженер, filippova@tsnigri.ru

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

History of the study and the principal features of the MVT-type lead-zinc massive sulfide deposits of the Priargunsk minerogenic zone

V. V. KUZNETSOV, T. V. SERAVINA, A. I. DONETS, N. G. KUDRYAVTSEVA, T. P. KUZNETSOVA, S. S. FILIPPOVA

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

Two types of ore deposits are distinguished within the Priargunsk minerogenic zone: the lead-zinc massive sulfide ore deposits in the Vendian-Cambrian carbonate sedimentary rocks (MVT type) and the polymetallic massive sulfide ones in the Mesozoic volcanogenic rocks (VMS type). The MVT-type deposits are confined to the volcanogenic-carbonate-terrigenous formation and comprise two genetic types of the ore bodies, the stratiform (stratified) beds and the stockwork-shaped hydrothermal-metasomatic zones in the feeding channels. The stratiform ore bodies occur concordantly with stratification of the host rocks in gentle paleodepressions; they are confined to the contacts of limestones with dolomites and carbonaceous siltstones or are controlled by interlayer tectonic deformations. Ore deposits of this type formed synchronously with sedimentation. At the same time, the mechanism of formation of stratiform or stratified ore bodies could be fundamentally different.

Key words: MVT, Priargunsk minerogenic zone, Klichka ore district, Nerchinsky Zavod ore district, Shakhtama ore district, pyrite-polymetallic deposits.

Историческая справка. Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья издавна привлекали внимание геологов, поскольку они являлись важным источником свинца, цинка, серебра, золота, висмута, кадмия, индия, галлия, теллура и селена.

Ещё в XVIII–XIX вв. были открыты наиболее значимые полиметаллические месторождения, но добывалось из них преимущественно серебро, в меньшей степени – свинец. К началу XX в. почти все серебряно-цинковые рудники были остановлены, но исследования, проведённые А. Д. Озерским и другими специалистами, убедительно доказывали, что потенциал данных месторождений ещё не исчерпан.

Большой вклад в познание закономерностей размещения полиметаллических месторождений и необходимости их переоценки внёс академик С. С. Смирнов [15], работавший на территории Восточного Забайкалья с середины 1920-х до начала 1930-х годов. Обобщив новые и архивные материалы, он выделил Приаргунский полиметаллический пояс и определил в нём наиболее перспективные объекты, разработал основы пульсационной теории эндогенного рудообразования, главные факторы и критерии прогноза. При этом С. С. Смирнов в своих работах использовал материалы геологов-разведчиков, работавших на этих месторождениях, – В. М. Крейтер, А. П. Дрожжилова, Б. И. Воздвиженского. Главные работы С. С. Смирнова – «Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья» (1933) и «Металлогения Восточного Забайкалья» (1944), переизданные в 1961 г. [16] и не потерявшие своей актуальности до настоящего времени.

В послевоенное время начался период активного проведения геологоразведочных и научно-исследовательских работ на большинстве свинцово-цинковых месторождений Приаргунского полиметаллического пояса (Акатуевское, Алгачинское, Благодатское, Воздвиженское, Ивановское, Кадаинское, Кличкинское, Савинское № 5, Смирновское, Широкинское и др.). По итогам этих работ в 1963 г. был составлен сборник статей «Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья» [3] под редакцией Ф. И. Вольфсона, в котором обобщены основные научные результаты, полученные коллективом геологов (В. Н. Козеренко [8], Д. И. Горжевский [4], Е. А. Радкевич, В. В. Архангельская [2], В. В. Аристов, К. Ф. Кузнецов, А. И. Ку-

лагашев, О. П. Полякова, Н. Н. Трофимов, Д. А. Тимофеевский, Б. П. Санин, М. А. Свирский и другие).

Основными закономерностями полиметаллических месторождений Приаргунского пояса, разработанными в 1950–1960-х гг., явились следующие [3]:

1. Приаргунский полиметаллический пояс подразделяется на две крупные металлогенические зоны – Приаргунскую и Газимурскую. Свинцово-цинковые месторождения в этих зонах сходны по вещественному составу, структуре и являются, вероятно, одновозрастными – верхнеюрскими.

2. Полиметаллические месторождения приурочены к мощным карбонатным толщам нижнего палеозоя, которые разобщены крупными массивами гранитоидов варисского, а на севере – каледонского возраста. Рудовмещающие палеозойские карбонатные породы скрыты под юрскими отложениями.

3. Месторождения локализуются преимущественно в известняках, доломитах и толщах переслаивания терригенных пород, превращённых в сланцы, и известняков. Но встречаются свинцово-цинковые руды и в алюмосиликатных породах палеозоя (месторождение Каменское), в песчаниках и сланцах нижнего палеозоя (Кличкинское месторождение) или юры (месторождение Алгачинское), а также среди верхнеюрских эффузивов (месторождения Ново-Широкинское и Александровское). Следует отметить, что изучению месторождений в алюмосиликатных породах уделялось в эти годы меньше внимания, поскольку ещё не было обнаружено крупное месторождение в эффузивах (Нойон-Тологойское).

4. Полиметаллические месторождения приурочены к контактам пород различного состава (известняков и сланцев) и к региональным тектоническим зонам северо-восточного, северо-западного, меридионального и субширотного направлений. Эти зоны, имеющие древнее заложение, определили расположение юрских и меловых депрессий, затем локализацию массивов каледонских и варисских гранитов, положение провесов кровли и зон ксенолитов в них, а также определяли расположение юрских и меловых депрессий, а затем локализацию оруденения и одновременно образующихся с ним малых интрузий.

5. Отмечается важная роль не только структурных, но и литологических факторов. Как сказано выше, полиметаллические месторождения приурочены к карбонатным и терригенно-карбонатным

породам венда–нижнего палеозоя. Если рассматривать Приаргунскую зону с юго-запада на северо-восток, то в юго-западной части Приаргунья месторождения тяготеют к отложениям венда (Кличкинское рудное поле), в центральной части – к образованиям нижнего кембрия (Кадаинское рудное поле), а в северо-восточной – к породам среднего и верхнего кембрия (Нерчинско-Заводское рудное поле). При этом месторождения, залегающие в нижних частях разреза (карбонатные), обогащены свинцом ($Pb:Zn > 1$), а в более высоких частях (карбонатно-терригенные) обогащены цинком ($Pb:Zn < 1$) [6].

6. В морфологическом отношении рудные тела полиметаллических месторождений разнообразны. Среди массивных карбонатных пород встречаются трубообразные залежи, приуроченные к пересечению или сочленению различно направленных трещин, а в толщах чередования пород разного состава встречаются пластообразные и жилообразные. На некоторых месторождениях вдоль чётко проявленных трещин нарушения встречаются типичные жилообразные тела (Кадаинская жила), которые сопряжены со штокообразными залежами (Осиновский шток, Кадаинское рудное поле). Среди эффузивных образований проявлены зоны вкрапленных руд, приуроченные к зонам тектонических нарушений (месторождение Ново-Широкинское). В песчаниках и сланцах встречаются жильные тела и зоны вкрапленных руд, приуроченные к мелкой трещиноватости, представляя межпластовые образования (месторождение Алгачинское). Чаше всего на месторождениях имеет место сочетание различных морфологических типов рудных тел, которое проявляется в зависимости от типов вмещающих пород и деталей тектонической структуры.

7. Генетические типы полиметаллических месторождений в пределах Приаргунского пояса довольно разнообразны, причём характер минерализации в разных горных породах различный. Так, в месторождениях, приуроченных к карбонатным породам (Акатуевское, Кадаинское и др.), в рудах из главных минералов преобладают галенит, сфалерит, пирит, а из второстепенных – халькопирит, арсенопирит, буланжерит, а также минералы серебра и золота. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, анкеритом, доломитом. Околорудные изменения выражены окварцеванием, доломитизацией, анкеритизацией.

8. На месторождениях, приуроченных к переслаиванию углистых и известковистых сланцев с известняками, главными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, пирротин, марказит, буланжерит, а околорудные изменения – серицитизация, окварцевание, карбонатизация, редко хлоритизация.

9. На месторождениях, расположенных вблизи контактов с гранитоидами, развиты скарны, скарнированные породы и роговики. Месторождения, приуроченные к эффузивным образованиям, отличаются простыми по составу рудами галенит-сфалеритового состава и более сложными золото-полиметаллическими с висмутом (Ново-Широкинское). Изменения вмещающих пород здесь сводятся к пропицитизации, хлоритизации, каолинизации.

Сравнительная характеристика парагенетических ассоциаций, повторяющихся в различных полиметаллических месторождениях Приаргунья, привела многих исследователей [3] к выводу, что они все гидротермально-метасоматические и образованы одновременно в послелеверхнеюрское время. Месторождения сформированы на небольшой глубине (от нескольких сотен метров до 1,5–2,0 км) и связаны с глубоко расположенными источниками рудоносных растворов. Прямая генетическая связь свинцово-цинковой минерализации с магматическими телами не устанавливается, скорее всего, эта связь парагенетическая.

В 1975 г. Д. Н. Алексеев [1] предложил альтернативную точку зрения на генезис свинцово-цинковых месторождений Приаргунья. По его мнению, эти месторождения являются полигенными, полихронными. Первичные стратиформные свинцово-цинковые руды обнаруживают тесную связь с породами пестроцветно-углисто-доломитовых формаций. В этом заключается главная причина их чёткого стратиграфического контроля. Неоднократное повторение оруденения в вертикальном разрезе осадочных толщ определяется многоярусным размещением в нём пород названных формаций. В пользу седиментационного происхождения свинцово-цинкового оруденения свидетельствуют также многие текстурные особенности руд, среди которых большим развитием пользуются слоистые, ритмично-слоистые, косослоистые образования, представляющие тонко-ритмично чередующиеся слои пирита, сфалерита, галенита, доломита. Образование рудоносных формаций и стратиформного оруденения происходило

в длительном возрастном интервале (байкальская, каледонская и герцинская эпохи). Накопление рудных концентраций в породах осадочных формаций определялось фаціальным профилем палеобассейнов и интенсивностью накопления углеродистого вещества в областях седиментации.

В дальнейшем стратиформные полиметаллические руды были подвержены преобразованиям, среди которых значительная роль принадлежит процессам метаморфизма, магматизма и регенерации.

В 1980-е годы значительную роль в изучение полиметаллических месторождений Приаргунья внесли Е. И. Филатов [17, 18], Б. П. Санин и Л. Д. Зорина [12], М. Г. Добровольская [7] и многие другие. Эти авторы рассматривали данные месторождения с позиции гидротермально-метасоматического генезиса свинцово-цинкового оруденения.

Д. И. Горжевским с соавторами [6] в 1992 г. было высказано суждение, касающееся генезиса полиметаллических месторождений, близкое к точке зрения Д. Н. Алексева.

В Восточном Забайкалье терригенно-карбонатные породы, вмещающие полиметаллические месторождения, являются, вероятно, первоисточником свинца, цинка и других металлов и имеют рифей-кембрийский возраст, в то время как формирование большей части этих месторождений происходило в юрскую эпоху. В качестве объяснения этого факта можно предположить, что в юрское время в Юго-Западной части Приаргунской зоны металлы извлекались из рифейских отложений (Кличкинское рудное поле), а в северо-восточной – из аналогичных им по составу нижнекембрийских (Кадаинское рудное поле) и из верхнекембрийских (Нерчинско-Заводское рудное поле), поэтому месторождения оказались расположенными на разных стратиграфических уровнях.

Следующий этап изучения полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья был начат в XXI в. Сотрудниками ЦНИГРИ [9] совместно с геологами из Читы [14] были проведены исследования не только в пределах месторождений, но и на площади всей Приаргунской структурно-формационной зоны. К этому времени был открыт новый для Приаргунья тип колчеданно-полиметаллического месторождения в вулканогенных ассоциациях (Нойон-Тологойское) и начата его обработка.

В результате этих работ авторами были выделены два типа месторождений: в венд-кембрийских осадочных (карбонатных) породах – MVT со свинцово-цинково-колчеданным оруденением и в мезозойских вулканогенных породах – VMS с колчеданно-полиметаллическим [9, 10, 13].

Фактический материал. Свинцово-цинково-колчеданные месторождения в терригенно-карбонатных породах типа MVT приурочены к вулканогенно-карбонатно-терригенной формации венд-нижнего (среднего?) кембрия (рис. 1), которая подразделяется на две субформации: нижнюю – углеродисто-карбонатно-терригенную (V), и верхнюю – терригенно-карбонатную (C_{1-2}) [20].

Углеродисто-карбонатно-терригенная субформация сложена углеродисто-глинистыми, кварцево-сланцевыми алевролитами, метаморфизованными песчаниками и алевролитами или ритмичной пачкой, состоящей из чередования терригенных и карбонатных отложений.

Терригенно-карбонатная субформация, являющаяся наиболее продуктивной для оруденения, сосредоточила в себе более 90% запасов свинца и цинка. Она представлена переслаивающимися пачками водорослевых и кремнистых доломитов и хемогенных известняков с прослоями глинистых сланцев и алевролитов, линзами осадочных карбонатных брекчий, реже конгломератов. В средней части разреза отмечается флишоидная толща, сложенная глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями известняков, доломитов кремнистых пород и туфопесчаников. В Нерчинско-Заводском рудном районе в составе субформации преобладают доломиты, доломитовые известняки и известняки с прослоями глинистых и мергелистых и углеродистых алевролитов.

Вулканогенно-карбонатно-терригенная формация является рудовмещающей для колчеданно-свинцово-цинкового оруденения Приаргунского рудно-формационного типа, в пределах которой выделяются минеральные типы месторождений – существенно цинковый, существенно свинцовый и свинцово-цинковый, образующие вертикально-латеральные ряды, связанные с фаціальными особенностями рудовмещающего разреза [9, 10, 13] (см. таблицу).

Углеродисто-карбонатно-терригенная субформация включает в себя существенно цинковый тип с соотношением $Pb:Zn = 1,0:(2,2-4,0)$. Наиболее представительными являются месторождения Савинское № 5 и Ивановское. В рудоносной части

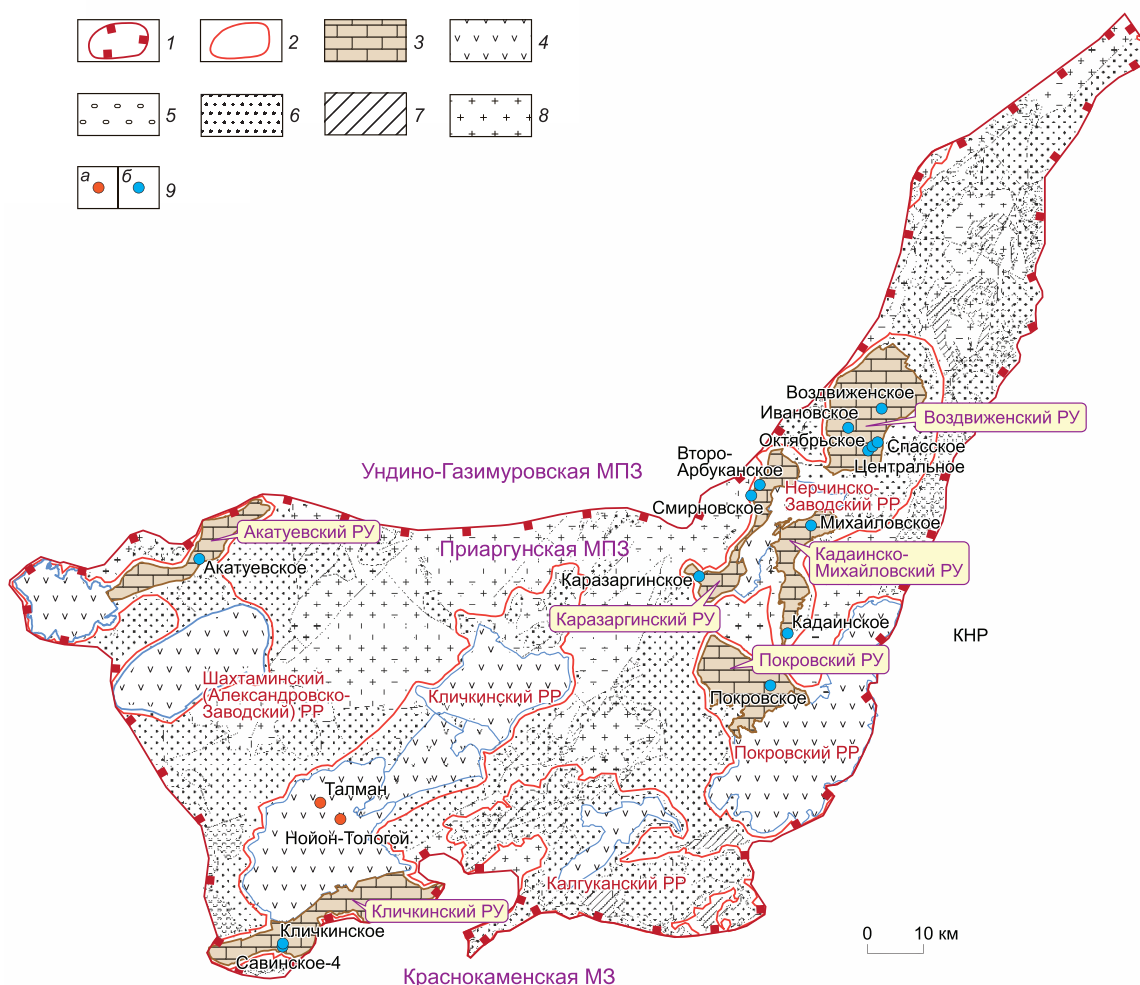


Рис. 1. Формационная карта Приаргунской минерагенической зоны:

1–2 – границы: 1 – минерагенической зоны, 2 – рудных районов; 3–4 – поля: 3 – развития рудоносной вулканогенно-карбонатно-терригенной формации венд-кембрийского возраста (определяют границы рудных узлов Приаргунского типа), 4 – развития рудоносной вулканогенно-кремнисто-терригенной формации средне-верхнеюрского возраста (определяют границы рудных узлов Нойон-Тологойского типа); 5–7 – формация: 5 – надрудная угленосная молассовая, 6 – подрудная терригенная молассовая, 7 – подрудная сланцево-карбонатная; 8 – интрузивные массивы нерасчленённые; 9 – месторождения и рудопроявления: а – колчеданно-полиметаллические в осадочно-вулканогенных породах (Нойон-Тологойский тип), б – свинцово-цинково-колчеданные в терригенно-карбонатных породах (Приаргунский тип)

разреза Савинского № 5 принимает участие углеродистая известково-алевролитовая толща, к флангам наблюдается сокращение углеродистой составляющей. Оруденение Ивановского месторождения приурочено к карбонатно-сланцевому составу разреза толщи, прорванному штоками и дайками ундиноского позднепалеозойского (поздняя пермь), шахтаминского, нерчинско-заводского и кукульбейского рудоносных магматических ком-

плексов кислого, субщелочного и основного состава. В различных рудных районах присутствуют более мелкие месторождения и рудопроявления свинцово-цинкового типа (Кличкинское и др.).

В углеродисто-терригенно-карбонатной субформации выделяются два преобладающих минеральных типа: существенно свинцовый и свинцово-цинковый.

Характеристика месторождений различных минеральных типов Приаргунского рудно-формационного типа

Месторождение	Рудовмещающие породы	Минеральный состав руд	Соотношение свинца и цинка
Цинковый минеральный тип (с преобладанием цинка над свинцом)			
Савинское № 5	Углеродсодержащие известняки и углеродсодержащие алевролиты	<i>Главные рудные минералы:</i> пирит, пирротин, сфалерит, галенит, арсенопирит: Pb – 0,1–20 % (среднее содержание 4,58 %), Zn – 3–40 % (среднее содержание 2,45 %); <i>попутные компоненты:</i> Au – 0,29 г/т, Ag – 15,83–45,9 г/т, Cd – 0,01 %, In – 10 г/т, Ga – 75 г/т, Bi – 0,011 %, Cu – 0,06 %, Fe – 12,79 %	Pb:Zn = 1,0:4,0
Ивановское	Алевролиты, мергелистые алевролиты, известняки, доломиты	<i>Главные рудные минералы:</i> сфалерит, галенит, пирит, пирротин: Pb – 1,95 %, Zn – 4,18 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 0,2–17,5 г/т, Ag – 213,6 г/т	Pb:Zn = 1,0:2,2
Свинцовый минеральный тип (с преобладанием свинца над цинком)			
Акагуевское	Известняки и углеродсодержащие алевролиты	<i>Главные рудные минералы:</i> галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит: Pb – 3,4–6,7 %, Zn – 1,8–3,4 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 2–2,5 г/т, Ag – 243 г/т	Pb:Zn = (2,0–1,5):1,0
Кадаинское	Известняки, доломиты, углеродсодержащие алевролиты	<i>Главные рудные минералы:</i> сфалерит, галенит, пирит: Zn – 1,4–5,38 %, Pb – 3,88–12,28 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 0,69 г/т, Ag – 60,61 г/т, Cd – 0,01 %, Bi – 0,01 %	Pb:Zn = 2,2:1,0
Ируновское	Доломиты, алевролиты, конгломераты	<i>Главные рудные минералы:</i> галенит, сфалерит: Pb – 1–12 % (среднее содержание 6,71 %), Zn – 0,3–0,6 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 1,03 г/т, Ag – 182,8 г/т	Pb:Zn = 13,0:1,0
Центральное	Доломитовые известняки, алевролиты	<i>Главные рудные минералы:</i> пирит, буланжерит, галенит, сфалерит, арсенопирит: Pb – 4,9 %, Zn – 2,4 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 2,4 г/т, Ag – 64 г/т, In – 34 г/т, Ga – 10 г/т, As – 3,91 %, Ge – 18 г/т	Pb:Zn = 2,1:1,0
Свинцово-цинковый минеральный тип (с примерно равным содержанием свинца и цинка)			
Михайловское	Известняки, кремнистые алевролиты, углеродсодержащие алевролиты	<i>Главные рудные минералы:</i> пирит, марказит, сфалерит, галенит: Pb – 1,97–5,69 %, Zn – 3,11–5,02 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 0,13 г/т, Ag – 92,45–165,2 г/т, Cd – 0,02 %, In – 30 г/т, Ta – 19 г/т	Pb:Zn = 1,0:1,1
Воздвиженское	Доломиты, доломитистые известняки, углеродсодержащие известняки	<i>Главные рудные минералы:</i> пирит, сфалерит, галенит, буланжерит, геокронит: Pb – 1,5–6,41 %, Zn – 1,1–8,54 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 0,6–0,8 г/т, Ag – 99,64–106,6 г/т	Pb:Zn = 1,0:1,2
Благодатское	Доломитистые известняки, мергелистые известняки	<i>Главные рудные минералы:</i> галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит: Pb – 1,33–3,25 %, Zn – 2,33–4 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 0,13 г/т, Ag – 113 г/т	Pb:Zn = 1,0:1,4
Екатерино-Благодатское	Доломитистые известняки, мергелистые известняки	<i>Главные рудные минералы:</i> галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит: Pb – 6,45 %, Zn – 6,72 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 0,46 г/т, Ag – 146 г/т, Cd – 0,044 %	Pb:Zn = 1,0:1,1
Покровское	Известняки, доломитистые известняки, конгломераты, песчаники	<i>Главные рудные минералы:</i> сфалерит, пирит, галенит, арсенопирит: Pb – 3,36–3,6 %, Zn – 3,98–4,06 %; <i>попутные компоненты:</i> Au – 0,64 г/т, Ag – 103,5 г/т, Cd – 0,02 %, Ga – 16 г/т, In – 7 г/т, As – 1,35 %	Pb:Zn = 1,0:1,2

В разных рудных районах [9] существенно свинцовый тип (Кадаинское, Акатуевское и др.) с соотношением $Pb:Zn = (2,0-13,0):1,0$ локализуется в породах нижнего кембрия и преобладает над месторождениями и мелкими рудопроявлениями свинцово-цинкового типа (Покровское и др.). Месторождения данного типа характеризуются высокими содержаниями золота и серебра. Наиболее богатыми объектами являются Акатуевское ($Au\ 2-2,5$ и $Ag\ 243$ г/т) и Ируновское ($Au\ 1,03$ и $Ag\ 182,8$ г/т) [10].

Выше по разрезу субформации выделяется свинцово-цинковый тип с примерно равным содержанием свинца и цинка (Михайловское, Воздвиженское и др.). В отличие от вышеупомянутых минеральных типов, свинцово-цинковый имеет повсеместное распространение в вертикально-латеральном ряду. Характерным является высокое содержание серебра (в среднем 120 г/т).

В целом месторождения Приаргунского типа обладают высокими содержаниями серебра, а содержания золота распределены неравномерно. Вероятно, повышенная золотоносность ряда месторождений (Ивановское, Акатуевское, Центральное, Ируновское) связана с близостью зон подводящих каналов и поздним привносом золота в ассоциации с шерловым турмалином.

Кличкинский рудный район. Месторождение Савинское № 5 является основным рудным объектом типа МVT Кличкинского рудного района и локализовано в углеродисто-карбонатно-терригенной субформации вендского возраста. Полиметаллическое оруденение месторождения приурочено к восточному крылу узкой антиклинальной складки и находится в зоне основной рудоконтролирующей структуры – Цаган-Золотуевского разлома, что обусловило широкое развитие на его площади разрывных нарушений. Тектонические нарушения следуют вдоль контактов кварцевых диоритов и известковистых сланцев, диоритов и скарнов и др. Рудовмещающими являются породы почкуевской подсвиты верхнего протерозоя, представленные переслаиванием углеродистых известняков и алевролитов, причём последние преобладают. Алевролиты характеризуются содержанием $C_{орг.}$ 0,8–5,8% и известковистостью до 12%. Содержание $C_{орг.}$ в известняках достигает 4,5%, в среднем составляя 1,2–1,7%. Все вмещающие породы месторождения в той или иной мере несут сульфидную минерализацию. Наиболее благоприятными для оруденения на верх-

них горизонтах месторождения являются известково-глинистые сланцы, на нижних – известково-глинистые сланцы и известняки. Оруденение, сопряжённое со скарнами, наблюдается лишь на глубоких горизонтах месторождения (рис. 2).

Рудные тела на месторождении имеют сложно-линзообразную, линзообразную, трубообразную и гнездовую формы и являются секущими по отношению к скарнам. Преобладают линзообразные и сложно-линзообразные рудные тела, они ориентированы, согласно общей структуре, с падением на северо-восток под углом 45–50°. Вместе они образуют рудную зону, склоняющуюся на север под углом 25–30°.

Полиметаллические руды месторождения Савинское № 5 характеризуются большим разнообразием минерального состава, обусловленным сочетанием сульфидного оруденения и скарнов. Вопросы вещественного состава, геохимии руд, зональности и стадийности процесса рудообразования на месторождении неоднократно освещались многими исследователями (Г. И. Кириллов и др., 1971; Л. Д. Зорина, 1972; Б. П. Санин, Л. Д. Зорина [12], М. Г. Добровольская [7] и др.). Ниже приводится характеристика минерального состава руд с учётом данных предшественников. Полиметаллические руды месторождения наряду с галенитом и сфалеритом содержат большое число сульфидов железа, меди, мышьяка, а также различные сульфосоли. Общий список минералов, встречающихся в рудных телах, включает более 60 наименований. Главные рудные минералы – пирротин, пирит, сфалерит, галенит, арсенопирит; жильные – кварц, карбонаты, аксинит, гранат, пироксен; второстепенные минералы руд – марказит, халькопирит, буланжерит, джемсонит; жильные – хлорит, флюорит, цеолиты, графит; редко встречающиеся – тетраэдрит, борнит, валериит, кубанит, магнетит, касситерит, станнин, самородное золото и серебро, турмалин. В качестве редких минералов установлены брейтгауптит, раммельсбергит, ульманит, калаверит, дискразит, тетрадимит, висмутин, теллурувисмутин. Текстуры руд массивные, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные. Средние содержания (в %): $Zn - 4,5$, $Pb - 1,2$. Отношение $Pb:Zn$ колеблется от 1:3 до 1:5. В качестве попутных компонентов отмечаются золото, серебро, висмут, кадмий, индий, галлий.

Пирит – самый распространённый рудный минерал, отмечается в различных минеральных ассоциациях. Выделяются несколько генераций

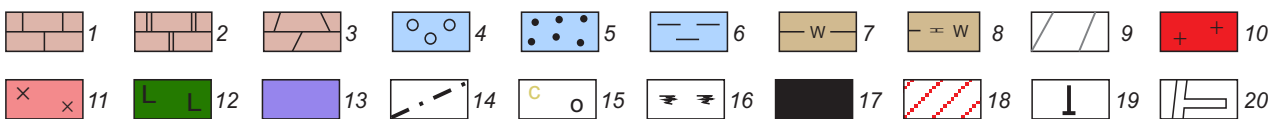
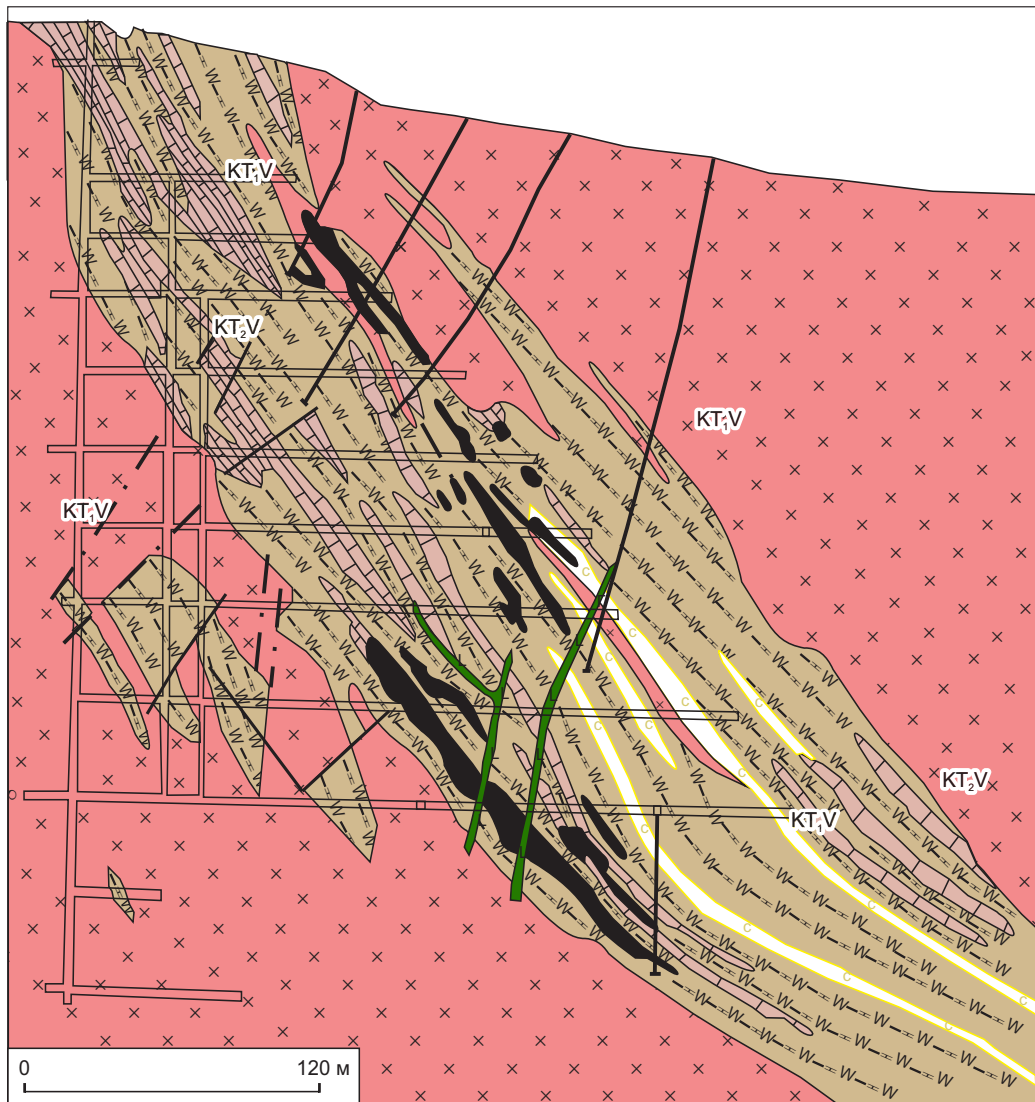


Рис. 2. Схематический разрез через центральную часть месторождения Савинское № 5. С использованием материалов [5]:

фациальные и литологические разновидности рудовмещающих отложений: 1–8 – фации: карбонатных пород: 1 – известняки, доломитистые известняки, 2 – доломиты, известковистые доломиты, 3 – мергели, 4–6 – терригенных отложений: 4 – конгломераты, гравелиты, 5 – песчаники, туфопесчаники, 6 – алевролиты, аргиллиты, 7–8 – углеродсодержащих пород: 7 – углеродистые алевролиты, углеродистые аргиллиты, 8 – углеродисто-карбонатные алевролиты и аргиллиты; 9 – сланцево-карбонатные породы фундамента; 10–13 – интрузивные и субвулканические породы: 10 – граниты, гранодиориты, 11 – диориты, 12 – базальты, андезибазальты, габбро-долериты, 13 – андезиты; 14 – тектонические нарушения; 15 – скарноиды, роговики; 16 – четвертичные отложения; 17 – рудные тела; 18 – зона рудной минерализации; 19 – скважины на разрезе; 20 – шахты, штреки; КТ₁V–С₁ – венд-нижнекембрийская рудовмещающая вулканогенно-терригенно-карбонатная формация; субформации нижнекембрийские: (КТ₂–С₁) – терригенно-карбонатная, КТ₁V – вендская углеродисто-карбонатная

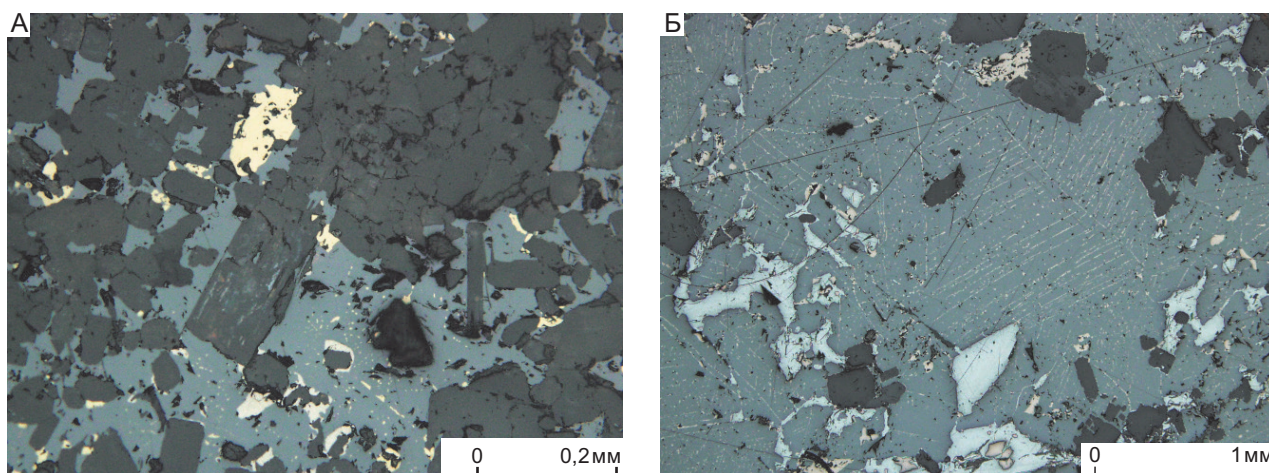


Рис. 3. Морфология выделений сфалерита:

А – сфалерит (голубовато-серый); жёлтый – халькопирит, светло-бежевый – пирротин, тёмно-серые – жильные минералы; Б – сфалерит (голубовато-серый) с эмульсионной вкрапленностью пирротина корродируется галенитом (светло-серый); тёмно-серые – жильные минералы

пирита, отвечающих различным этапам и стадиям рудообразующего процесса.

Сфалерит является одним из основных промышленных компонентов руд и, также как и пирит, широко распространён на месторождении. Наиболее ранними представляются выделения сфалерита в виде тонкой эмульсионной вкрапленности, звёздочек, мелких выделений неправильной формы в халькопирите I, реже в пирротине, которые представляют собой структуры распада твёрдых растворов. В ассоциации с этой генерацией сфалерита отмечаются также мелкие выделения валериита, кубанита, станнина, самородного висмута, висмутина.

Основная масса сфалерита в полиметаллических рудах – агрегаты сфалерита II, представленные тёмно-коричневой разностью и слагающие гнёзда, крупные и мелкие обособления среди сульфидов и нерудных минералов, главным образом кварца и карбонатов (рис. 3, А). Структура агрегатов сфалерита гипидиоморфнозернистая, размер зёрен составляет сотые и десятые доли миллиметра. Выделения сфалерита II пересекают и корродируют агрегаты ранее образованных пирита, пирротина и арсенопирита и, в свою очередь, интенсивно замещаются галенитом, халькопиритом, буланжеритом, блёклой рудой и другими минералами поздних стадий минерализации.

Сфалерит почти повсеместно содержит обильную эмульсионную вкрапленность пирротина, реже халькопирита и станнина (см. рис. 3, Б).

Интересно отметить, что в составе эмульсионных выделений отмечаются собственные структуры распада твёрдых растворов: кубанит и халькопирит в пирротине, халькопирит в станнине и пирротине, борнит и валериит в халькопирите. Перекристаллизация сфалерита сопровождается образованием каймы мелких зёрен пирита по границам гнёзд сфалерита. Сфалерит II характеризуется высокими содержаниями железа, составляющими 10–14%. В качестве примесей постоянно встречаются марганец, олово, серебро, индий, кадмий, галлий, реже – селен, кобальт, никель, мышьяк, сурьма, таллий. Содержание кадмия колеблется в пределах 0,1–0,6%, содержания остальных элементов не превышают сотые и тысячные доли процента.

Сфалерит III тесно ассоциирует с галенитом, блёклой рудой, халькопиритом, встречается в виде неправильных скоплений и прожилков, секущих выделения тёмноокрашенного сфалерита II. В отличие от ранних железистых сфалеритов поздняя генерация является маложелезистой и не содержит эмульсионной вкрапленности пирротина и станнина. Редко отмечается эмульсионная вкрапленность халькопирита. Содержания

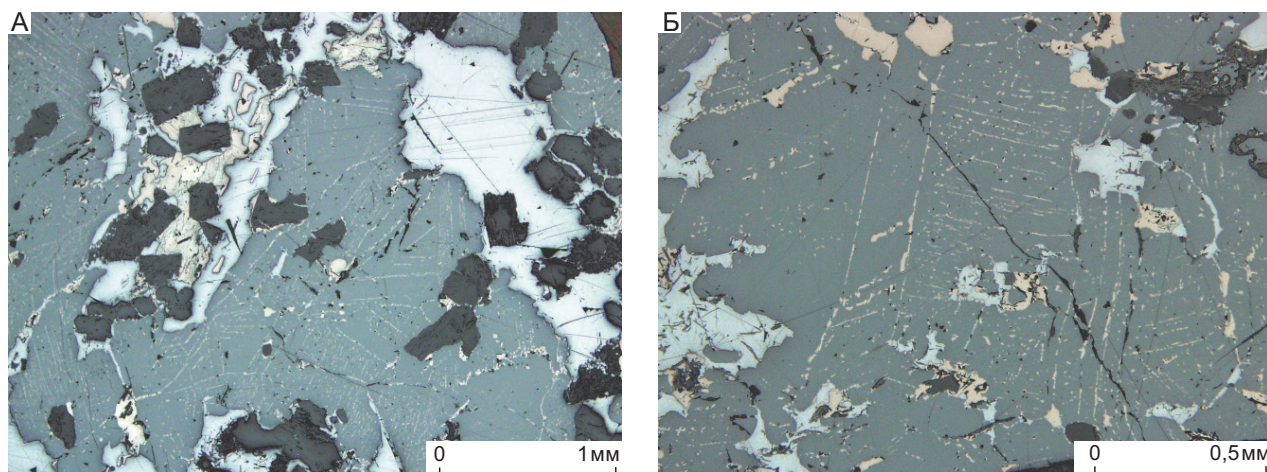


Рис. 4. Морфология выделений галенита:

А – коррозионные структуры замещения галенитом (светло-серый) сфалерита (серый) и пирротина (светло-бежевый); Б – гнезда и прожилки галенита (светло-серый) и пирротина (светло-бежевый) концентрируются вдоль границ зёрен и двойниковых швов сфалерита (серый)

в сфалерите этой генерации составляют (в %): железа – 1,5–4, кадмия – 0,3–0,8, марганца – 0,01, олова – 0,001–0,002.

Галенит – широко распространённый минерал в рудах месторождения, наряду со сфалеритом определяет их промышленную ценность. Галенит I выделяется вслед за образованием основной массы сфалерита в рудах и наблюдается в ассоциации с блёклой рудой, буланжеритом, кварцем, карбонатами, хлоритом, слагает жиллообразные тела, гнезда, обособления неправильной формы, проникает по трещинкам во вмещающие породы. Отмечаются выделения галенита в виде псевдоэмульсионной вкрапленности в сфалерите, подчеркивающей зональное строение последнего. Кроме того, в полях галенита наблюдаются реликтовые выделения замещаемого сфалерита.

Жиллообразные тела имеют мощность до 20–30 см, сложены крупнокристаллическим галенитом массивной текстуры, причём галенит ксеноморфен по отношению к ассоциирующим с ним кварцу и карбонату. Характерно наличие в галените мелких включений тетраэдрита, реже – пираргирита, аргентита, буланжерита.

В прожилковых рудах галенит цементирует и корродирует ранее образованные пирит, арсенопирит и пирротин. Местами процесс замещения протекал с большой интенсивностью, так что сульфиды железа сохранились в полях галенита лишь

в виде мелких обособленных реликтов. По отношению к основной массе сфалерита галенит также является поздним минералом, развиваясь по его агрегатам с образованием разнообразных коррозионных структур (рис. 4).

Для галенита II типично совместное нахождение с блёклой рудой, маложелезистым поздним сфалеритом, халькопиритом, буланжеритом, джемсонитом. Также наблюдается его отчётливая связь с целым рядом редких минералов, среди которых следует отметить самородные золото и серебро, дискразит, пираргирит, аргентит, прустит, полибазит, штрмейерит, алтаит, гессит. Из нерудных минералов галенит наиболее часто ассоциирует с кварцем, карбонатом, хлоритом, серицитом, полевыми шпатами. Время кристаллизации буланжерита, джемсонита и ассоциирующих с ними игольчатого арсенопирита, бурнонита, кварца было, очевидно, несколько длиннее кристаллизации основной массы галенита, чем объясняется наличие коррозионных взаимоотношений галенита с этими минералами. Более позднее время выделения относительно галенита отмечается также для кальцита и флюорита.

Пирротин. В отличие от других месторождений Кличкинского рудного поля, где пирротин незначительно представлен, в рудах месторождения Савинское № 5 он является широко распространённым минералом.

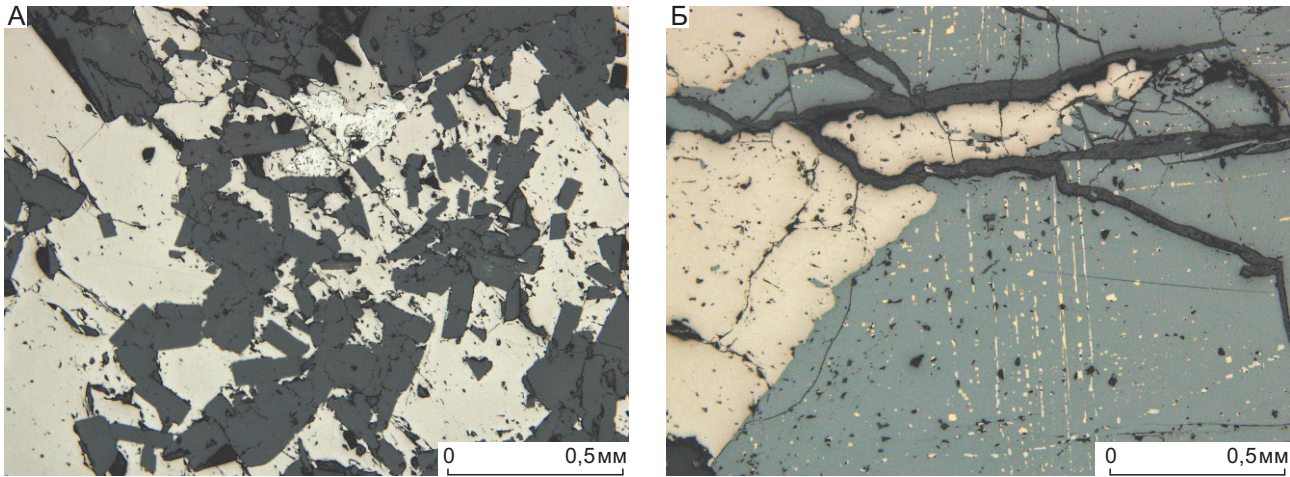


Рис. 5. Морфология выделений пирротина:

А – пирротин (светло-бежевый), насыщенный включениями идиоморфных зёрен жильных минералов; белый – марказит; Б – пирротин (светло-бежевый) развивается по сфалериту (серый) с эмульсионной вкрапленностью сложного состава

Выделяются несколько генераций пирротина. Пирротин I – наиболее ранняя и количественно преобладающая генерация, характеризуется разнообразными формами выделений: массивные агрегаты, прожилки, вкрапленность, просечки. В ассоциации с пирротин I постоянно отмечаются пирит I, кварц, серицит, в меньшем количестве, но также постоянно – халькопирит, эпидот, актинолит. Агрегаты пирротина и ассоциирующихся с ним минералов дробятся и цементируются сфалеритом, галенитом, буланжеритом, кальцитом. В реликтовых обособлениях пирротина в свинцово-цинковых рудах наблюдается интенсивное замещение его, особенно часто галенитом и сфалеритом (рис. 5).

Пирротин II образует эмульсионную вкрапленность в высокожелезистой генерации сфалерита, где он ассоциирует с халькопиритом, валериитом, борнитом, кубанитом, станнином.

Пирротин III наблюдается в тесных сростаниях с блёклой рудой, буланжеритом, халькопиритом, которые встречаются в виде небольших обособлений и мелких пластинчатых выделений в галените.

Арсенопирит довольно широко распространён в рудах месторождения. На некоторых участках установлены крупные скопления этого минерала. Арсенопирит I – наиболее ранняя и преобладающая генерация, представленная крупными (до 1,0 см)

короткостолбчатыми или ромбовидными кристаллами, в тесном сростании с пиритом I и кварцем, образующими сплошные агрегаты и зоны вкрапленности. Выделения пирита, как правило, ксеноморфны по отношению к арсенопириту, хотя наблюдались и обратные взаимоотношения. Агрегаты арсенопирита, как правило, обнаруживают следы дробления. Катаклазированные участки залечены пирротин, сфалеритом, галенитом, буланжеритом, кварцем, карбонатом, которые цементируют и замещают арсенопирит с образованием коррозионных структур.

В рудных телах месторождения наблюдаются горизонтальная и вертикальная зональности. Для верхних горизонтов характерен полиминеральный состав руд. Количество пирита, марказита, арсенопирита в рудах убывает с юга на север. Значительно уменьшается по сравнению с нижними горизонтами количество пирротина. Только на верхних горизонтах встречаются сульфосоли. По направлению с юга на север более или менее ярко выражена смена пирит-арсенопирит-пирротиновых руд колчеданно-полиметаллическими, к которым потом присоединяются кварц и буланжерит. Преобладают массивные текстуры руд. На верхних и средних горизонтах в аксинитовой зоне развиты крупнозернистые руды состава аксинит-кальцит-пирротин-сфалерит-галенит. Устанавливается следующая последовательность отложения

минералов: аксинит, пирротин, сфалерит, галенит, кальцит.

На нижних горизонтах месторождения преобладают пирротин-сфалеритовые и в меньшей степени галенит-пирротин-сфалеритовые руды. Пирротин-арсенопирит-пиритовые руды имеют подчинённое значение. С глубиной постепенно уменьшается содержание галенита, арсенопирита, практически исчезают пирит, марказит, сульфосоли. Существенную роль в составе руд глубоких горизонтов играют скарновые минералы. Преобладают прожилково-гнездово-вкрапленные текстуры руд.

Г. М. Лобанова и Б. П. Санин (1963) в рудном процессе выделяют четыре стадии: стадию образования аксинит-карбонат-слюдистых пород, серицит-пиритовую, сульфидную и стадию наложенной безрудной минерализации. Минеральные ассоциации этих стадий развивались в основном метасоматическим путём с локальным развитием структур выполнения трещин. Некоторые исследователи делят рудный процесс на грейзеновый, сульфидный и силикатно-карбонатный этапы, с выделением четырёх стадий в сульфидном этапе. По их мнению, собственно рудный процесс начался с образования аксинитовых пород. Большинство исследователей относят их к ранней стадии, предшествующей отложению сульфидов. В процессе отложения руд наблюдается отчётливая смена колчеданных руд галенит-сфалеритовыми, а позднее – полиметаллическими с сульфосолями.

Нерчинско-Заводский рудный район. В пределах Нерчинско-Заводского района расположены Воздвиженское, Ивановское, Благодатское, Спасское, Михайловское, Кадаинское и другие месторождения. Кадаинское месторождение локализовано в породах терригенно-карбонатной субформации кембрийского возраста, было открыто в 1757 г. и эксплуатировалось с перерывами более 200 лет. Геологический разрез месторождения сложен преимущественно карбонатными породами уровской и быстринской свит вендского и нижнекембрийского возраста соответственно.

Рудовмещающие отложения, представлены породами быстринской свиты и относятся к терригенно-карбонатной субформации. Быстринская свита представляет собой чередование доломитов, глинистых сланцев, кварц-полевошпатовых роговиков и известняков.

В палеоструктурном плане месторождение расположено в центральной части Кличкинско-Када-

инского антиклинория и приурочено к крупному останцу верхнепротерозойских-нижнепалеозойских осадочных пород, осложнённого структурами второго и третьего порядка и залегающему среди массива верхнепалеозойских гранитоидов. Именно к этому останцу, вытянутому в меридиональном направлении, приурочены почти все месторождения Кадаинско-Михайловского рудного узла.

Гранитоидный массив площадью в несколько тысяч квадратных километров состоит из сложного комплекса изверженных пород. В состав его входят порфиридные граниты, лейкократовые граниты, кварцевые порфиры и породы жильной фации гранитоидной интрузии.

В современных структурах Кадаинское месторождение приурочено к юго-восточному крылу брахиантиклинальной складки третьего порядка, которая фиксируется выходом кварцево-слюдистых сланцев. Ось этой складки простирается по азимуту 40° на северо-восток и погружена к северо-востоку. Ядро складки сложено метаморфическими сланцами вендского возраста. Крылья складки представлены мощной нижнекембрийской рудовмещающей толщей карбонатных пород, среди которых на участке месторождения развиты доломитовые известняки, известняки и доломиты.

Складка имеет асимметричное строение и северо-восточное (15–20°) простирание. Северо-западное крыло падает к северо-западу, северо-восточное – пологое под углами 50–55° к юго-востоку.

Из разрывных нарушений на месторождении наиболее важным структурным элементом является Кадаинский разлом. Он осложняет юго-восточное крыло складки, имеет северо-западное простирание, близкое к 350–355°, и падает на восток под углом 85°. В зоне данного разлома локализованы дайки спессаритов, дайка гранит-порфира и одно из крупных тел месторождения – Кадаинская жила.

Интрузивные образования, развитые на территории Кадаинского месторождения, представлены небольшой серией даек и дайкообразных тел лампрофиров, диабазовых порфиритов, диоритов и гранит-порфиром мезозойского возраста.

Кадаинское месторождение относится к колчеданно-свинцово-цинковому минеральному типу с преобладанием свинца над цинком. Среднее отношение $Pb:Zn = 2,2:1,0$.

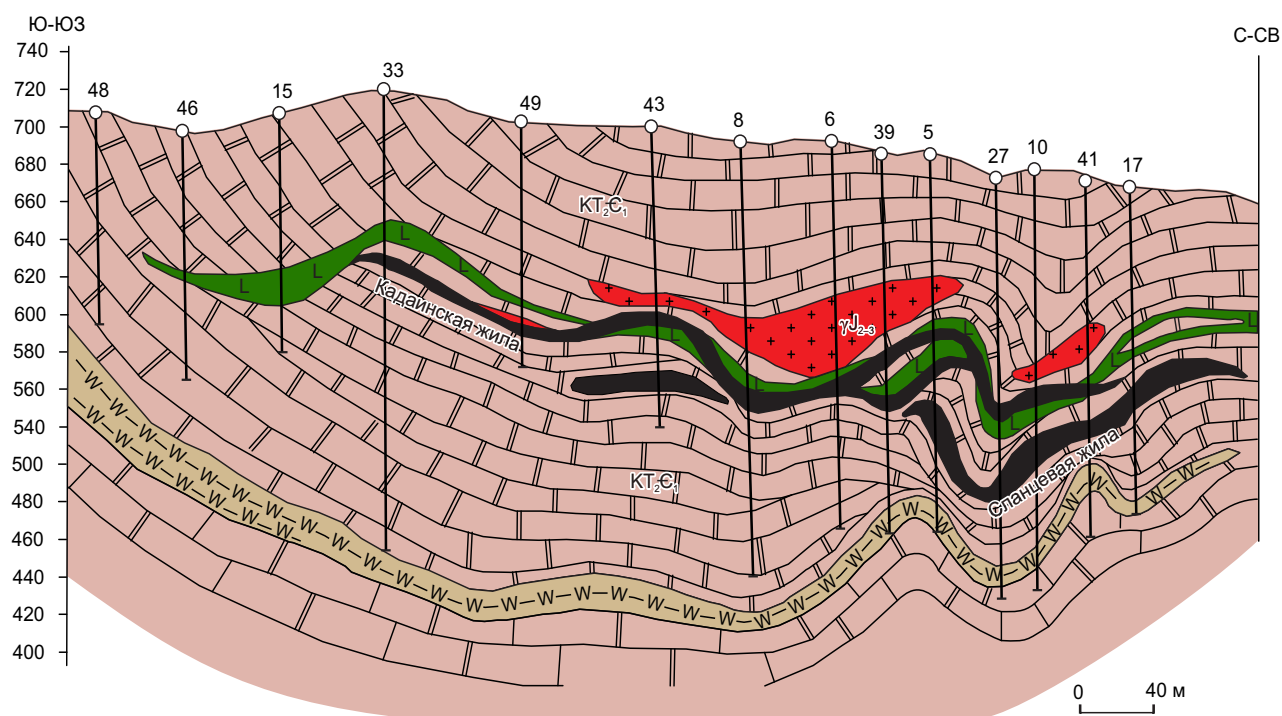


Рис. 6. Продольный разрез месторождения Кадаинское. С использованием материалов [20]:

см. услов. обозн. к рис. 2

Рудные залежи месторождения характеризуются жильной, штоковой, трубообразной и линзовидной формой. На месторождении выделяются три участка: центральный, южный и северный. Рудные тела центрального участка представлены Осиновским штоком и Кадаинской жилой. Южный участок имеет 14 рудных тел линзовидной формы мощностью 0,5–10 м, залегающих согласно слоистости пород. Северный участок имеет 4 трубообразных рудных тела мощностью от 4 до 25 м, также залегающих согласно слоистости пород (рис. 6).

Основной тип руд месторождения – колчеданно-полиметаллический. Текстуры руд: прожилково-вкрапленные (60%), сплошные (25%), брекчиевидные (15%). Минеральные разности руд представлены галенит-сфалеритовым, галенит-сфалерит-пиритовым, арсенопирит-пиритовым типами. На месторождении широко развита зона окисления, прослеженная на глубину от 40 до 200 м и представленная двумя подзонами.

Верхняя подзона распространена до 50–60 м от поверхности и сложена вторичным кварцем, доломитом, кальцитом, лимонитом, гидрогемати-

том, псиломеланом, церусситом и каламином. Нижняя подзона состоит из охр и сажистых скоплений гидроокислов марганца с церусситом и смитсонитом.

Вещественный состав руд месторождения довольно простой. Главными минералами являются сфалерит, галенит, пирит; второстепенными – буланжерит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, редкими – касситерит, марказит, геокронит, прустит, пираргирит, аргентит, серебро. Основные компоненты руд – цинк и свинец. Попутными компонентами являются золото, серебро, кадмий, висмут.

Сфалерит является одним из главных минералов, который определяет промышленную ценность руд. Наблюдается несколько генераций сфалерита. Сфалерит I отмечается в виде реликтовых включений среди агрегатов пирита I в слоистых рудах. Наиболее распространён высокожелезистый сфалерит второй генерации (сфалерит II), который встречается в составе кристаллически-зернистых пирит-сфалеритовых руд, образованных агрегатами зёрен размером 0,1–0,5 мм массивной, вкрапленной или полосчатой текстуры (рис. 7, А).

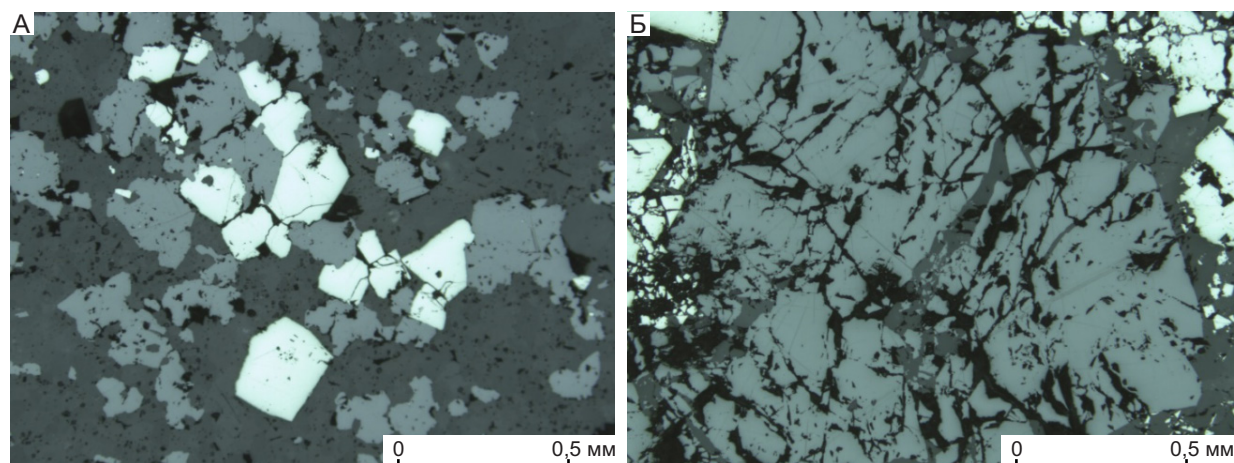


Рис. 7. Морфология выделений сфалерита:

А – вкрапленность и гнёзда сфалерита (серый) в ассоциации с пиритом (белый) в доломитах; Б – трещиноватое гнездо сфалерита (тёмно-серый) цементируется кварц-карбонатными прожилками

Полосчатость обусловлена чередованием полос преимущественно сфалеритового и пиритового состава. Отмечаются также отдельные полосы окварцованных доломитов. Вблизи контактов рудных тел с доломитами встречаются руды с чередованием полос сфалерита, галенита и пирита. Наряду с главными минералами пирит-сфалеритового парагенезиса в его составе отмечается также арсенопирит и марказит. Сфалерит II кристаллизовался после выделения основной массы пирита, марказита и арсенопирита, вместе с кварцем, карбонатами и галенитом цементирует зёрна и агрегаты пирита, выполняет трещинки и пустоты в тонкозернистых пластинчатых агрегатах марказита. В то же время в зонах деформаций раздробленные зёрна сфалерита цементируются кварцем и карбонатами (см. рис. 7, Б). Отдельные зёрна сфалерита содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита, иногда пирротина. Сфалерит III менее железистый, представлен среднезернистыми агрегатами, ассоциирующими с поздним галенитом и образующими прожилково-вкрапленные выделения в карбонатных породах. Прожилки сопровождаются анкеритизацией, доломитизацией и перекристаллизацией вмещающих пород.

Галенит также является промышленно ценным минералом, хотя в количественном отношении уступает сфалериту и образует вкрапленность, гнёздообразные скопления и прожилки в рудных агрегатах, а также в боковых породах. Выделяют-

ся по крайней мере две генерации галенита. Галенит I представлен мелко- или среднезернистыми агрегатами зёрен размером десятые–сотые доли миллиметра, которые замещают ранее образованные сульфиды, особенно часто пирит (рис. 8, А). Интересно отметить, что выделения галенита и сфалерита часто обособлены друг от друга. В то же время в зонах брекчирования обломки интенсивно раздробленного сфалерита цементируются агрегатами галенита. Галенит-буланжеритовые и галенит-геокронитовые агрегаты наблюдаются в виде гнёзд и линз, а также прожилков в массе пирит-сфалеритовых руд.

Кроме того, галенит нередко заполняет серии мелких субпараллельных трещин во вмещающих породах. С марказитом также наблюдаются противоречивые возрастные соотношения. С одной стороны, галенит заполняет пространство между пластинчатыми выделениями мелкозернистого марказита, с другой – пересекается такими пластинками. Галенит II представлен крупнокристаллическими, иногда гигантозернистыми агрегатами с реликтовыми включениями сфалерита, пирита, арсенопирита. Часть зёрен галенита содержит мелкие включения или прожилки буланжерита, бурнонита, блёклой руды, очень редко – аргентита, пираргирита и самородного серебра (см. рис. 8, Б). Наблюдаются субграфические срастания галенита и блёклой руды, а также выделения миаргирита в галените в виде продуктов распада твёрдого

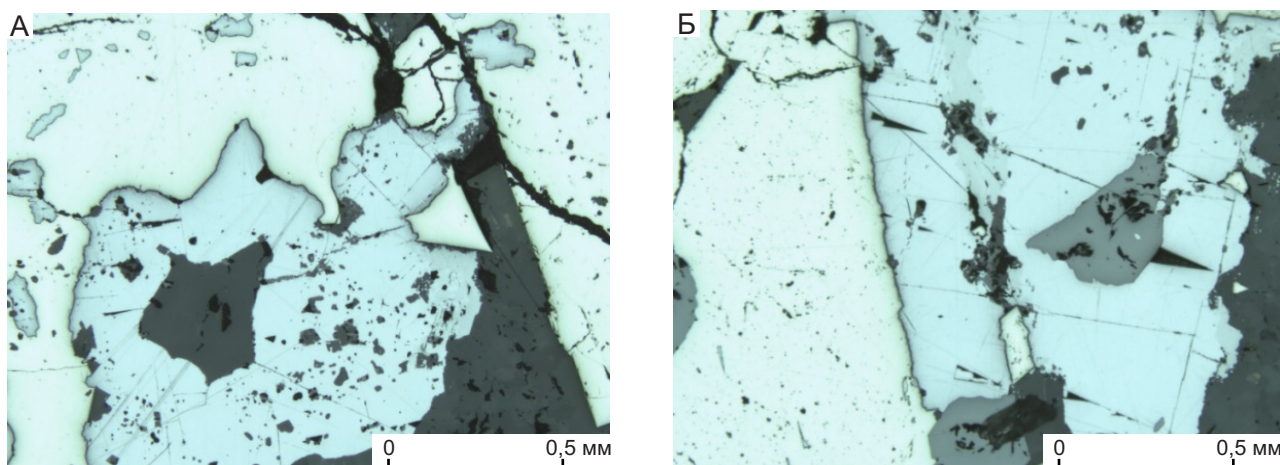


Рис. 8. Морфология выделений галенита:

А – галенит (голубовато-серый) корродирует агрегаты кристаллически-зернистого пирита; Б – прожилок бурнонита (светло-зеленовато-серый) в галените (светло-серый), белый – пирит

раствора. Главная типоморфная особенность галенита – постоянное присутствие примесей серебра, сурьмы и кадмия.

Буланжерит – один из поздних минералов полиметаллических руд, входит в состав сульфоантимонит-арсенопирит-карбонатной ассоциации, которая наблюдается в центральных частях рудных тел и занимает секущее положение по отношению к минералам пирит-сфалеритовой ассоциации. Характерно постоянное сонахождение слагающих её минералов, хотя количественные соотношения их изменчивы. Отмечается преобладание то карбоната, то буланжерита. Обычно буланжерит представлен игольчатыми кристаллами, образующими сноповидные агрегаты среди карбонатов, кварца, сфалерита, по периферии зёрен галенита (рис. 9). Сульфоантимонит-карбонатный агрегат цементирует трещиноватые выделения раннего сфалерита, а также заполняет трещинки в них. Во вмещающих породах отмечаются также полоски и скопления неправильной формы, сложенные мелкозернистыми агрегатами буланжерита.

Шахтаминский рудный район. Месторождение Акатуевское локализовано в терригенно-карбонатной субформации кембрийского возраста, было открыто в 1815 г. и разрабатывалось в 1815–1857 и 1902–1904 гг. С 1905 по 1939 гг. было законсервировано. В 1950-х гг. вновь началось его освоение. Кроме месторождения Акатуевское, в пределах

одноимённого рудного поля известны месторождения Северо-Акатуевское и Верхне-Акатуевское, которые, по существу, являются различными зонами одного месторождения. Рудные тела месторождения Акатуевское залегают в интенсивно метаморфизованных карбонатно-глинистых породах нижнего палеозоя, приурочены к крупным древним разломам и пространственно связаны со штокверковой фацией верхнеюрских сиенитодиоритов, причём дайки магматических пород вблизи рудных тел интенсивно карбонатизированы, хлоритизированы, содержат сульфидную вкрапленность. Непосредственно рудовмещающими являются неоднородные по составу карбонатные отложения с прослоями углисто-известково-глинистых сланцев. Оруденение представлено жильными или трубообразной формы, а также зонами дробления с прожилково-вкрапленными сульфидами (рис. 10).

Свинцово-цинковые руды Акатуевского месторождения характеризуются присутствием большого числа рудных и жильных минералов, хотя главных рудных минералов немного: галенит, сфалерит и пирит. Некоторые авторы к главным рудным минералам относят также арсенопирит. В небольших содержаниях, но почти повсеместно наблюдаются буланжерит, халькопирит, блёклая руда, марказит, станнин. К редко встречающимся относятся пирротин, пираргирит, геокронит,

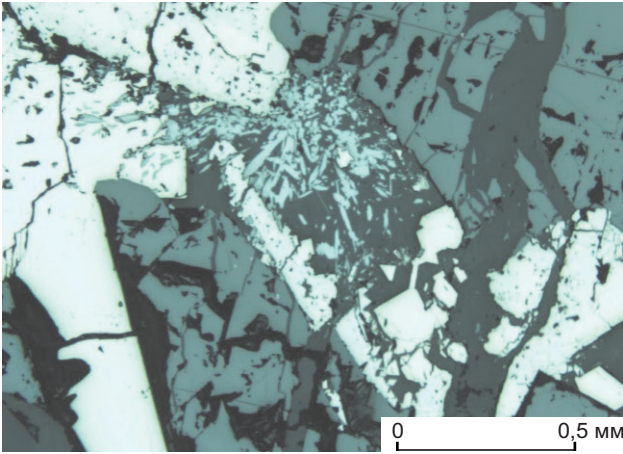


Рис. 9. Сноповидные агрегаты буланжерита (голубовато-серый) в ассоциации с марказитом и сфалеритом

менегинит, бурнонит, аргентит, самородные золото и серебро, висмутин, борнит, касситерит. В жильной матрице руд наиболее развиты марганцево-железистые карбонаты, кварц, кальцит, доломит, отмечаются также флюорит, турмалин, серицит, хлорит, апатит. Состав карбонатов зависит от состава вмещающих пород. В первую группу входят кальциты, развивающиеся по известнякам, во вторую – карбонаты марганец-анкеритового ряда, развивающиеся по доломитам. С. С. Смирнов (1933) отмечал на Акатуевском месторождении также феррородохрозит. В зоне окисления широко развиты окислы и гидроокислы железа и марганца, церуссит, плюмбоарозит, второстепенные и редко встречающиеся – англезит, каолин, скородит, пироморфит, биндгеймит, тальк, розазит, каламин, манганит. Для руд характерны

массивные, пятнистые и прожилково-вкрапленные текстуры, реже отмечаются руды полосчатой и грубополосчатой текстуры. В зонах дробления наблюдаются брекчиевые и брекчиевидные текстуры. В зоне окисления развиты разнообразные землистые, кавернозные, губчатые и другие текстуры.

Свинцово-цинковые руды Акатуевского месторождения имеют пёстрый химический состав и наряду с главными компонентами содержат значительную примесь мышьяка, бора, меди, олова и сурьмы, а из редких элементов – повышенные количества селена, индия, кадмия и серебра, незначительную примесь висмута и теллура, что обусловило большое разнообразие минерального состава. В зависимости от соотношений рудных минералов на месторождении выделяются несколько типов руд. При этом отмечается вертикальная зональность, обусловленная преимущественным распространением на верхних горизонтах галенит-сфалеритовых руд с преобладанием галенита над сфалеритом и с незначительным развитием сульфосолей свинца. На нижних горизонтах они сменяются массивными существенно сфалеритовыми рудами, которые постепенно переходят в сфалерит-пиритовые [12]. Кроме того, на отдельных участках железомарганцевых метасоматитов отмечаются гнездообразные обособления колчеданных руд кварц-пирит-арсенопиритового состава. Наиболее широко эти обособления распространены в Восточной тектонической зоне. Характерными особенностями месторождения являются: 1) интенсивный околорудный метаморфизм вмещающих пород; 2) широкое развитие высокотемпературной ассоциации минералов, представленной ранним арсенопиритом, турмалином,

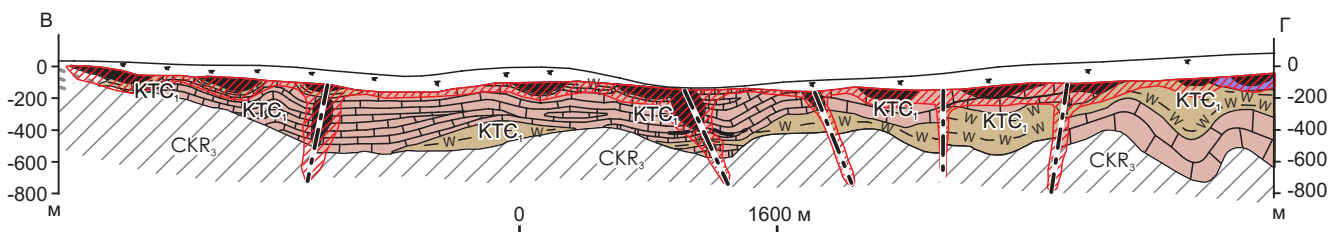


Рис. 10. Схематический продольный разрез через месторождение Акатуевское. С использованием материалов [12]:

см. услов. обозн. к рис. 2

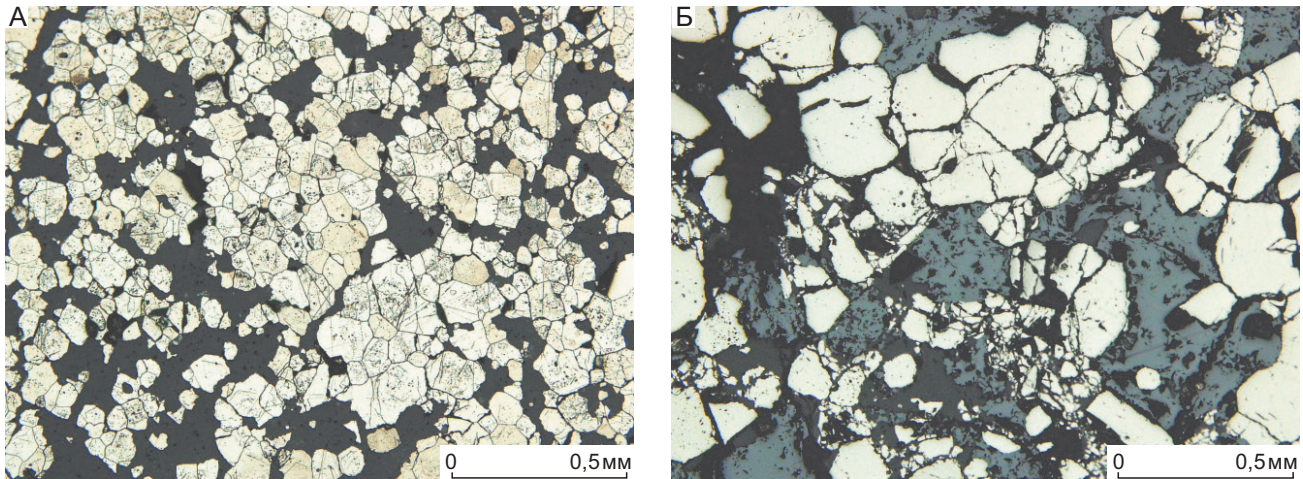


Рис. 11. Морфология выделения пирита:

А – агрегаты пирита (белый) гранобластовой структуры, чёрный – кварц; Б – раздробленные агрегаты пирита (белый) цементируются сфалеритом (серый)

касситеритом; 3) многостадийность процесса рудообразования; 4) обогащённость руд сульфосолями свинца и серебра.

Исследованием минерального состава руд Акатуевского месторождения занимались многие исследователи, которые подтвердили вывод С.С. Смирнова (1955) о многостадийном процессе формирования месторождения. На основании текстурно-структурного, парагенетического анализа, изменения состава рудообразующих минералов разных генераций, внутрирудного преобразования вещества выделяются три стадии формирования руд месторождения: стадия образования железомарганцевых метасоматитов с обособлениями колчеданных руд, полиметаллическая стадия и стадия образования безрудных кальциевых жил.

Пирит широко распространён в рудах месторождения и пользуется наибольшим развитием на нижних горизонтах. Выделяется несколько генераций пирита. Пирит I вместе с ассоциирующими минералами образует гнездообразные обособления в железомарганцевых метасоматитах, сложенные агрегатами зёрен гипидиоморфной или гранобластовой структуры, содержащих включения тонкодисперсного материала вмещающих пород (рис. 11, А). Отмечается также вкрапленность отдельных зёрен, идиоморфных или частично огранённых, иногда с включениями сфалерита. Крупные обособления пирита I часто подверга-

ются дроблению и цементации поздними агрегатами кварца или сфалерита. Пирит II наблюдается в тесных сростаниях с галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, в которых сульфиды свинца и цинка отчётливо ксеноморфны по отношению к сульфидам железа и мышьяка или цементируют их раздробленные зёрна по трещинкам (см. рис. 11, Б). В то же время весьма вероятно, что главная масса сфалерита и преобладающая часть пирита выделялись последовательно. Пирит II образует также гнёзда размером от долей миллиметра до 7–8 мм, сложенные агрегатом гипидиоморфных зёрен, многие из которых насыщены мелкими включениями рудных и нерудных минералов. Как правило, гнёзда имеют чёткие ровные границы и цементируются жильным кварцем или галенитом. Пирит III наблюдается в небольших количествах в поздних прожилках.

Сфалерит. К наиболее ранним выделениям сфалерита в рудах, возможно, относятся его округлые выделения, сохранившиеся в виде включений в пирите и кристаллическом сфалерите. Кроме того, отмечаются реликтовые выделения насыщенного тонкодисперсными включениями сфалерита среди его кристаллических агрегатов. Основная масса сфалерита в рудах представлена сфалеритом II, который наиболее часто наблюдается в сростаниях с пиритом. При этом замещение пирита сфалеритом не проявлено достаточно однозначно, что позволяет отнести их к одному парагенезису. От-

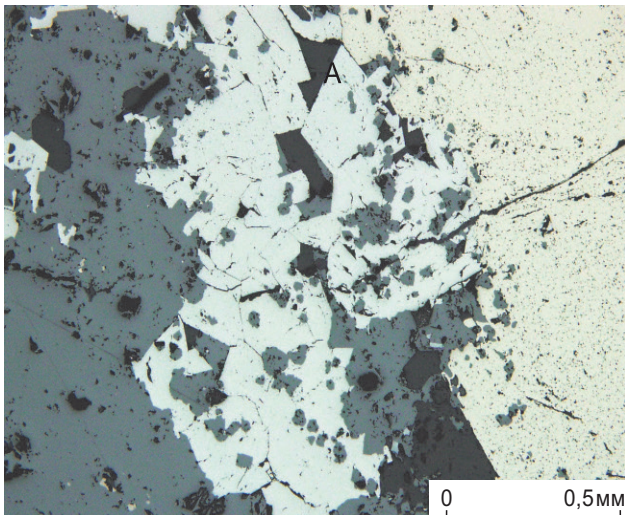


Рис. 12. Морфология выделений сфалерита (серый) в сростаниях с пиритом (желтовато-белый) и арсенопиритом (белый)

мечаются мономинеральные скопления, гнёзда и прожилки сфалерита и галенита во вмещающих породах и их сростания с извилистыми границами между собой, а также с пиритом, буланжеритом, арсенопиритом, причём сфалерит отчётливо замещается и корродируется галенитом и ассоциирующими с ним минералами (рис. 12). Кроме того, отмечаются включения сфалерита в кристаллах пирита и арсенопирита. Зёрна сфалерита часто содержат эмульсионную вкрапленность халькопирита, реже станина. Структурным травлением в них выявляются полисинтетические двойники. Интересно отметить, что эмульсиевидный халькопирит располагается главным образом по границам зёрен и двойниковых швов сфалерита. В агрегатах сфалерита, подвергшихся дроблению, наблюдаются признаки перегруппировки вещества. В частности, в сфалерите в этих участках рассеян пирит в виде мелких зёрнышек или их цепочек, а также отмечаются тончайшие выделения халькопирита, вытянутые вдоль спайности или двойниковых швов. К жилкам карбоната, секущим пирит, часто приурочен переотложенный сфалерит III, более прозрачный и светлый за счёт меньшего содержания железа. Отчётливо устанавливается одновременное отложение сфалерита, арсенопирита и буланжерита. Прожилковидные выделения буланжерита с карбонатом пересекают сфалеритовые и арсенопирит-кварцевые скопле-

ния. Местами игольчатый буланжерит пронизывает выделения сфалерита или почти нацело его замещает. Главными изоморфными примесями сфалерита являются Fe, Cu, Mn, Sn, Cd, In, Ga. Сурьма, медь и олово наблюдаются также в виде продуктов распада твёрдого раствора (станнин, халькопирит в сфалерите).

Галенит. Отмечаются мономинеральные скопления, гнёзда и прожилки галенита во вмещающих породах, а также тесные сростания с пиритом, сфалеритом, буланжеритом, арсенопиритом (рис. 13). Характерной формой выделений галенита является также тонко распылённая вкрапленность среди нерудных минералов. Кроме того, отмечаются включения галенита, реже сфалерита в кристаллах пирита и арсенопирита. Главными изоморфными примесями галенита являются Sb, Ag, Sn. Сурьма, медь и олово наблюдаются также в виде продуктов распада твёрдого раствора (миргирит).

Арсенопирит образует вкрапленность отдельных, часто идиоморфных, кристаллов среди нерудных минералов или наблюдается в сростаниях с пиритом и другими сульфидами, в которых также преобладают идиоморфные его выделения (рис. 14). Сростания пирит-арсенопиритового состава корродируются и замещаются поздними минералами.

Обсуждение полученных результатов. Таким образом, на месторождениях типа MVT Приаргунской минерагенической зоны выделяются два генетических типа рудных тел – стратиформный (стратифицированный) и штокверковый гидротермально-метасоматический зон поводящих каналов. Стратиформные рудные тела залегают согласно напластованию вмещающих пород в пологих палеовпадинах, приурочены к контактам известняков с доломитами и углеродистыми алевритами или контролируются межслоевыми тектоническими нарушениями. Месторождения рассматриваемого типа формировались синхронно с осадконакоплением. В то же время механизм формирования стратиформных или стратифицированных рудных тел мог быть принципиально различным. На гидротермально-осадочный механизм их формирования указывает комплекс факторов, в числе которых широкое развитие согласно залегающих пластовых рудных залежей, данные изотопного анализа серы сульфидов, наличие слоистых и брекчиевых текстур, колломорфных и фрамбоидальных структур руд, подвер-

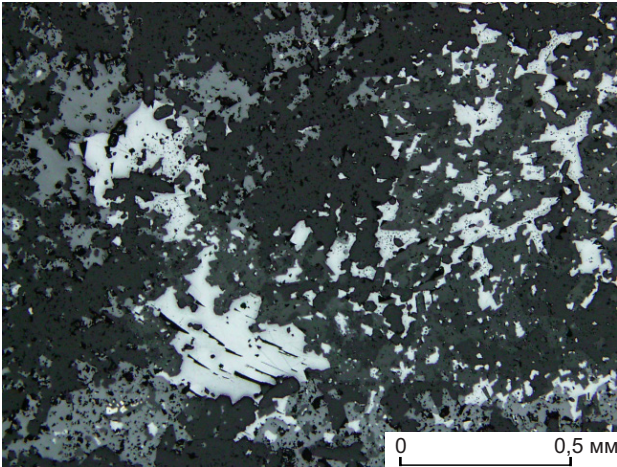


Рис. 13. Морфология выделений галенита (светло-серый) в рудах; серый – сфалерит, тёмно-серый – кварц-карбонатный агрегат

женных совместно с вмещающими породами пликативным дислокациям. В то же время наличие признаков эпигенетичности рудообразования – жильные, прожилковые, прожилково-вкрапленные текстуры, широко развитые на месторождениях, – позволяет сделать вывод, что часть рудных тел была сформирована в субмаринных малоглубинных обстановках по модели придонного («subsee floor») отложения рудных залежей путём метасоматоза и выполнения полостей отслоения слаболитифицированных осадков. Значительную роль в формировании месторождений играют постседиментационные преобразования руд в результате процессов диагенеза, эпигенеза и метаморфизма (контактового и дислокационного).

Геолого-генетические модели рудообразования [11]. Руды стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах могут быть отнесены к телетермальным и полигенно-полихронным (по В. И. Смирнову) образованиям с комбинацией сингенетических и эпигенетических концентраций рудного вещества. Ни одна из принимаемых генетических концепций не отвергает наличие контроля рудных залежей литологически благоприятными горизонтами карбонатных пород.

Главным фактором, контролирующим образование эпигенетических свинцово-цинковых рудных залежей, является взаимодействие поступающих в верхние горизонты земной коры кислых

металлоносных рассолов с гидрогеохимическими сероводородными (щёлочно-сероводородными) барьерами или гидравлическими завесами. Подобные барьеры начинают формироваться уже при диагенезе осадочных бассейнов в субаквальных морских условиях в зонах резкой литофациальной неоднородности рудовмещающего разреза, для которых характерны изменения режимов кислотности-щёлочности и окислительно-восстановительного потенциала. В этих условиях при участии обильной микрофлоры активно протекают процессы разложения органического вещества и десульфидизация захоранивающихся с осадками морских вод, что приводит к концентрации в водах сероводорода. В зонах катагенеза осадочных бассейнов под действием гравитации, уплотнения, минеральных преобразований пород, сейсмических и других факторов происходит перемещение крупных масс подземных вод с частым смешением подземных вод различных геологических формаций, в том числе металлоносных хлоридных рассолов с сероводородсодержащими водами. Это смешение может осуществляться как внутри пологозалегающих проницаемых горизонтов, так и в полостях крутопадающих разрывных нарушений и тектонических трещин.

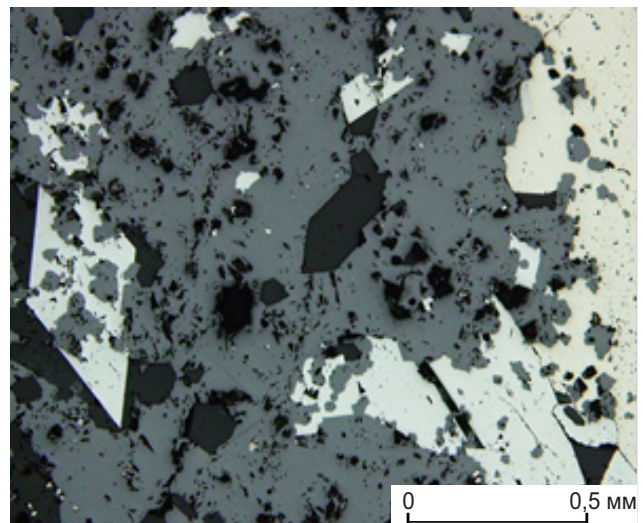


Рис. 14. Арсенопирит (белый) с включениями сфалерита (серый) и пирит (желтовато-белый)

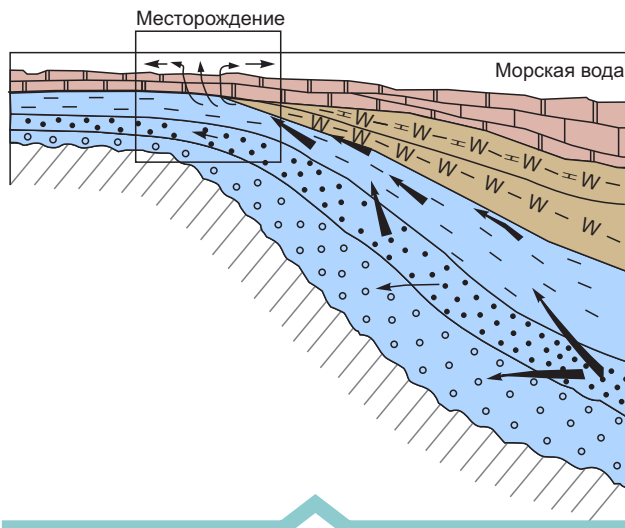


Рис. 15. Модель образования стратиформных свинцово-цинковых месторождений. С использованием материалов [16]:

см. услов. обозн. к рис. 2

Необходимо отметить, что Н. С. Скрипченко (1989) предложена модель формирования рудных концентраций на литогидростатических околотрещинных барьерах, на которых протекают многоступенчатые инверсионные переходы компонентов из растворённых форм в твёрдые и наоборот. Инверсии происходят при снижении внутрипластового давления в тектонических зонах в период сейсмической активности и разгрузки интерстициальных металлоносных рассолов.

Разработанная Н. С. Скрипченко модель, в основу которой положены результаты анализа процессов техногенной разгрузки металлоносных рассолов Челекенской гидротермальной системы (Казахстан), с нашей точки зрения, удовлетворительно объясняет интенсивное отложение свинца, меди, серебра, мышьяка, барита и других минералов в современных рудообразующих системах Челекена, Солотон-Си, нефтеносных полей района реки Миссисипи.

Сингенетические – осадочно-эксфильтрационные стратиформные свинцово-цинковые рудные тела рассматриваемого типа месторождений образуются при проникновении металлоносных рассолов по транзитным зонам на морское дно. Физико-химическая модель формирования подобных объектов на примере месторождений миргалимсайского и шалкиинского типов (хребет Каратау) разработана И. В. Стеценко [16] (рис. 15).

Модель учитывает следующие положения.

1. Формирование рудоносных рассолов происходило в результате элизии захороненных вод в породах терригенной формации, подстилающей рудовмещающие толщи.

2. Состав и свойства формирующихся рассолов в значительной степени зависят от глубины их зарождения. При глубинах до 2,5–3 км и температурах 50–700 °С образуются рассолы K–Na–Mg–Ca–Ba состава с количеством рудных компонентов к моменту насыщения 10⁻³–10⁻⁴ моль/кг (H₂O) (элизионные системы миргалимсайского типа); при увеличении глубин и росте температур до 100–1500 °С в рассолах постепенно растёт содержание кремнезёма до 10⁻²–10⁻³ моль/кг (H₂O) (элизионные системы шалкиинского типа).

3. Рудоносные рассолы элизионной гидродинамической системы мигрировали в направлении пьезоминимумов с разгрузкой на морское дно. Распределение пьезоминимумов контролировалось бортами тектонически осложнённых конседиментационных поднятий и участками резкого (от 2000–4000 до 300–500 м) падения мощностей терригенной формации (см. рис. 15).

4. Распределение рассолов контролировалось неровностями дна морского палеобассейна и морскими подводными течениями. Поступающие рассолы необратимо взаимодействовали с морскими водами, смешиваясь с ними в различных пропорциях при уменьшении доли рассолов по мере удаления от места их излияния.

В заключение следует подчеркнуть, что описанные выше модели формирования стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах в настоящее время не дают однозначного ответа на вопрос о генезисе рассматриваемых рудных объектов. Даже наиболее аргументированные из них – дискуссионны. Между тем их ценность с утилитарной точки зрения заключается в том, что они удовлетворительно объясняют стратиформность (в широком смысле) рудных залежей, их приуроченность к достаточно узким литолого-стратиграфическим уровням, зонам резкой литолого-фациальной неоднородности рудовмещающих толщ и другие указанные выше особенности строения и закономерности локализации рудных тел, которые могут быть установлены при изучении рассматриваемых месторождений.

Выводы.

1. В пределах Приаргунской минерагенической зоны выделяются два типа месторождений:

в вендкембрийских осадочных (карбонатных) породах – MVT со свинцово-цинково-колчеданным оруденением и в мезозойских вулканогенных породах – VMS с колчеданно-полиметаллическим.

2. Месторождения типа MVT приурочены к вулканогенно-карбонатно-терригенной формации. Установлены два генетических типа рудных тел – стратиформный (стратифицированный) и штокверковый гидротермально-метасоматический зон подводящих каналов.

3. Стратиформные рудные тела залегают согласно напластованию вмещающих пород в полных палеодепрессиях, приурочены к контактам известняков с доломитами и углеродистыми алевролитами или контролируются межслоевыми тектоническими нарушениями.

4. В целом месторождения Приаргунского типа содержат высокие содержания серебра, а содержания золота распределены неравномерно. Вероятно, повышенная золотосодержательность ряда месторождений (Ивановское, Акатуевское, Центральное, Ируновское) связана с близостью зон подводящих каналов и поздним привносом золота в ассоциации с шерловым турмалином.

5. Руды стратиформных свинцово-цинковых месторождений типа MVT могут быть отнесены к телетермальным и полигенно-полихронным (по В.И. Смирнову) образованиям с комбинацией сингенетических и эпигенетических концентраций рудного вещества. Ни одна из принимаемых генетических концепций не отвергает наличия контроля рудных залежей литологически благоприятными горизонтами карбонатных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Д. Н.* Стратиформное свинцово-цинковое оруденение Забайкалья и Приаргунья // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 5. – С. 93–102.
2. *Архангельская В. В.* Геология свинцово-цинковых месторождений Кличкинского рудного района (Восточное Забайкалье) // Труды ИГЕМ АН СССР. – Вып. 83. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1963. – 212 с.
3. *Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений* // Труды ин-та геологии рудных месторождений, петрографии и геохимии. – Вып. 83. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 646 с.
4. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* О происхождении свинцово-цинковых месторождений // Советская геология. – 1971. – № 7. – С. 34–46.
5. *Горжевский Д. И., Кудрявцева Н. Г., Пугачева И. П.* и др. Геологические основы прогноза месторождений СССР с существенно свинцовыми рудами // Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых: Информ. обзор. – М.: ВИЭМС, 1989. – Вып. 4. – 55 с.
6. *Горжевский Д. И., Кудрявцева Н. Г., Пугачева И. П.* Латерально-вертикальная миграция свинцово-цинковых месторождений в истории развития металлогенических зон // Геология и разведка. – 1992. – № 2. – С. 59–64.
7. *Добровольская М. Г.* Свинцово-цинковое оруденение (рудные формации, минеральные парагенезисы, особенности рудообразования). – М.: Наука, 1989. – 216 с.
8. *Козеренко В. Н.* Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. – Львов: Изд-во Львовского университета, 1956. – 310 с.
9. *Кузнецов В. В., Брель А. И., Богославец Н. Н., Елишина С. Л., Кузнецова Т. П., Серавина Т. В.* Металлогения Приаргунской структурно-формационной зоны // Отечественная геология. – 2018. – № 2. – С. 32–43.
10. *Кухмазов И. С., Кузнецов В. В., Кузнецова Т. П., Кудрявцева Н. Г.* Условия локализации венд-кембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья // Материалы VII научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов – состояние и перспективы». – М.: ФГУП «ЦНИГРИ», 2017. – С. 35–36.
11. *Ручкин Г. В., Донец А. И.* Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / Науч. ред. А. И. Кривцов. – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 123 с.
12. *Санин Б. П., Зорина Л. Д.* Формации свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. – М.: Наука, 1980. – 184 с.
13. *Серавина Т. В., Кузнецова Т. П., Кузнецов В. В., Богославец Н. Н.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Приаргунской минерагенической зоны // Материалы IX научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов – состояние и перспективы». – М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2019. – С. 198–199.

14. Сердюк Л. В. Метасоматические и рудные формации Южного Приаргуны : специальность 25.00.11 «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минерагения» : дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Сердюк Людмила Валентиновна. – Иркутск, 2003. – 226 с.
15. Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. – М. : Из-во АН СССР, 1961. – 507 с.
16. Стеценко В. П., Донец А. И., Севрюгин Н. Н. Геология и генезис стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах хребта Каратау. – М. : Недра, 1989. – 115 с.
17. Филатов Е. И. Геологические предпосылки и методика поисков скрытого оруденения в блоках древних пород, располагающихся среди интрузивов (на примере Кадаинского рудного поля в Восточном Забайкалье) : дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Евгений Иванович Филатов. – М. : Моск. геол.-развед. ин-т им. С. Орджоникидзе, 1967. – 428 с.
18. Филатов Е. И. Полиметаллические месторождения фанерозоя. – М. : Недра, 1986. – С. 127–152.
19. Чекавцев Е. А. Отчёт о геологоразведочных работах на Кадаинском месторождении с подсчётом запасов по состоянию на 1 февраля 1952 г. – Главвостокгеология, Читинское геологическое управление, Кадаинская партия. – 1952.
20. Шивохин Е. А., Озерский А. Ф., Артамонова Н. А., Духовский А. А., Карасев В. В., Куриленко А. В., Надеждина Т. Н., Павленко Ю. В., Раитина Н. И., Шор Г. М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50 (Борзя). Объяснительная записка. – СПб. : Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2010. – 553 с.

REFERENCES

1. Alekseyev D. N. Stratiformnoye svintsovo-tsinkovoye orudneniye Zabaykal'ya i Priargun'ya [Stratiform lead-zinc mineralization of Transbaikalia and the Argun region]. *Litologiya i poleznyye iskopayemye*, 1975, No. 5, pp. 93–102. (In Russ.)
2. Arkhangel'skaya V. V. Geologiya svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy Klichkinskogo rudnogo rayona (Vostochnoye Zabaykal'ye) [Geology of lead-zinc deposits of the Klichinsky ore district (Eastern Transbaikalia)]. *Trudy IGM AN SSSR*, Is. 83, Moscow, Izd-vo Akademii nauk SSSR publ., 1963, 212 p. (In Russ.)
3. *Voprosy geologii i genezisa nekotorykh svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy* [Questions of geology and genesis of some lead-zinc deposits]. *Trudy in-ta Geologii rudnykh mestorozhdeniy, petrografii i geokhimii*, Is. 83, Moscow, Izdatel'stvo AN SSSR publ., 1963, 646 p. (In Russ.)
4. Gorzhevskiy D. I., Kozerenko V. N. O proiskhozhdenii svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy [On the origin of lead-zinc deposits]. *Sovetskaya geologiya*, 1971, No. 7, pp. 34–46. (In Russ.)
5. Gorzhevskiy D. I., Kudryavtseva N. G., Pugacheva I. P. et al. Geologicheskiye osnovy prognoza mestorozhdeniy SSSR s sushchestvenno svintsovymi rudami [Geological basis for forecasting USSR deposits with essentially lead ores]. *Geologiya, metody poiskov i razvedki mestorozhdeniy metallicheskih poleznykh iskopayemykh*, Moscow, VIEMS publ., 1989, Is. 4, 55 p. (In Russ.)
6. Gorzhevskiy D. I., Kudryavtseva N. G., Pugacheva I. P. Lateral'no-vertikal'naya migratsiya svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy v istorii razvitiya metallogenicheskikh zon [Lateral-vertical migration of lead-zinc deposits in the history of the development of metallogenic zones]. *Geologiya i razvedka*, 1992, No. 2, pp. 59–64. (In Russ.)
7. Dobrovolskaya M. G. Svintsovo-tsinkovoye orudneniye (rudnyye formatsii, mineral'nyye paragenезisy, osobennosti rudoobrazovaniya) [Lead-zinc mineralization (ore formations, mineral parageneses, features of ore formation)], Moscow, Nauka, 1989, 216 p. (In Russ.)
8. Kozerenko V. N. Geologicheskoye stroeniye yugovostochnoy chasti Vostochnogo Zabaykal'ya [Geological structure of the south-eastern part of Eastern Transbaikalia]. Lvov, Lvov University publ., 1956, 310 p. (In Russ.)
9. Kuznetsov V. V., Brel' A. I., Bogoslavets N. N., Yel'shina S. L., Kuznetsova T. P., Seravina T. V. Metallogeniya Priargunskoy strukturno-formatsonnoy zony [Metallogeny of the Agrun structural-formatsonal zone]. *Otechestvennaya geologiya* [Domestic Geology], 2018, No. 2, pp. 32–43. (In Russ.)
10. Kukhmazov I. S., Kuznetsov V. V., Kuznetsova T. P., Kudryavtseva N. G. Usloviya lokalizatsii vend-kembriyskikh kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy Vostochnogo Zabaykal'ya [Localization conditions for Vendian-Cambrian pyrite-polymetallic deposits in Eastern Transbaikalia]. *Materialy VII nauchno-prakticheskoy konferentsii "Nauchno-metodicheskiye osnovy prognoza, poiskov i otsenki mesto-*

- rozhdeniy blagorodnykh i tsvetnykh metallov – sostoyaniye i perspektivy”, Moscow, FGUP “TSNIGRI”, 2017, pp. 35–36. (In Russ.)
11. *Ruchkin G. V., Donets A. I.* Stratiformnyye svintsovo-tsinkovyie mestorozhdeniya v karbonatnykh tolshchakh. Seriya: Modeli mestorozhdeniy blagorodnykh i tsvetnykh metallov [Stratiform lead-zinc deposits in carbonate strata. Series: Models of deposits of precious and non-ferrous metals]. Ed. A. I. Krivtsov, Moscow, TSNIGRI publ., 2002, 123 p. (In Russ.)
 12. *Sanin B. P., Zorina L. D.* Formatsii svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy Vostochnogo Zabaykal’ya [Formations of lead-zinc deposits in Eastern Transbaikalia], Moscow, Nauka publ., 1980, 184 p. (In Russ.)
 13. *Seravina T. V., Kuznetsova T. P., Kuznetsov V. V., Bogoslavets N. N.* Kolchedanno-polimetallicheskiye mestorozhdeniya Priargunskoy mineragenicheskoy zony [Pyrite-polymetallic deposits of the Argun mineragenic zone]. Materialy IX nauchno-prakticheskoy konferentsii “Nauchno-metodicheskiye osnovy prognoza, poiskov i otsenki mestorozhdeniy blagorodnykh i tsvetnykh metallov – sostoyaniye i perspektivy”, Moscow, FGBU “TSNIGRI” publ., 2019, pp. 198–199. (In Russ.)
 14. *Serdyuk L. V.* Metasomaticheskiye i rudnyye formatsii Yuzhnogo Priargun’ya [Metasomatic and ore formations of the Southern Argun region], Irkutsk, 2003, 226 p. (In Russ.)
 15. *Smirnov S. S.* Polimetallicheskiye mestorozhdeniya i metallogeniya Vostochnogo Zabaykal’ya [Polymetallic deposits and metallogeny of Eastern Transbaikalia], Moscow, Iz-vo AN SSSR publ., 1961, 507 p. (In Russ.)
 16. *Stetsenko V. P., Donets A. I., Sevryugin N. N.* Geologiya i genesis stratiformnykh svintsovo-tsinkovykh mestorozhdeniy v karbonatnykh porodakh khrebta Karatau [Geology and genesis of stratiform lead-zinc deposits in carbonate rocks of the Karatau ridge], Moscow, Nedra publ., 1989, 115 p. (In Russ.)
 17. *Filatov E. I.* Geologicheskiye predposylki i metoda poiskov skrytogo orudneniya v blokakh drevnikh porod, raspolagayushchikhsya sredi intruzivov (Na primere Kadainskogo rudnogo polya v Vostochnom Zabaykal’ye) [Geological prerequisites and methods for searching for hidden mineralization in blocks of ancient rocks located among intrusions (On the example of the Kadainsky ore field in Eastern Transbaikalia)], Moscow, Moscow Geological exploration Institute named after S. Ordzhonikidze publ., 1967, 428 p. (In Russ.)
 18. *Filatov E. I.* Polimetallicheskiye mestorozhdeniya fanerozoia [Polymetallic deposits of the Phanerozoic], Moscow, Nedra publ., 1986, pp. 127–152. (In Russ.)
 19. *Chekavtsev E. A.* Otchot o geologorazvedochnykh rabotakh na Kadainskom mestorozhdenii s podsчетом zapasov po sostoyaniyu na 1 fevralya 1952 [Report on geological exploration work at the Kadai field with calculation of reserves as of February 1, 1952], Glavvostokgeologiya, Chitinskoye geologicheskoye upravleniye, Kadainskaya partiya publ., 1952. (In Russ.)
 20. *Shivokhin E. A., Ozerskiy A. F., Artamonova N. A., Dukhovskiy A. A., Karasev V. V., Kurilenko A. V., Nadezhkina T. N., Pavlenko Yu. V., Raitina N. I., Shor G. M.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tret’ye pokoleniye). Seriya Aldano-Zabaykal’skaya. List M-50 (Borzya). Obyasnitel’naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Aldano-Zabaikalskaya series. Sheet M-50 (Borzya). Explanatory note], St. Petersburg, Izd-vo SPb kartfabriki VSEGEI publ., 2010, 553 p. (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 11.10.23; одобрена после рецензирования 26.10.23; принята к публикации 26.10.23.
The article was submitted 11.10.23; approved after reviewing 26.10.23; accepted for publication 26.10.23.

Поиски рудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния хлора и брома

Ионы Cl^- и Br^- , образующие комплексные соединения с металлами, в зоне гипергенеза формируют вторичные ореолы рассеяния на месторождениях Au, Ag, Cu, Pb, Zn, рудные тела которых контролируются трещинными и разрывными структурами. Появление аномалий высокоподвижных водорастворимых ионов, проявленных на дневной поверхности и в околорудных породах, объясняется их переносом из глубинных источников к поверхности потоком газов. На миграцию ионов к земной поверхности и далее в атмосферу влияет множество факторов (атмосферное давление, температура, влажность, пористость пород и др.), осложняющих результаты наблюдений.

Ключевые слова: рудные месторождения, вторичные ореолы рассеяния, ионы Cl^- и Br^- .

МИЛЯЕВ СЕРГЕЙ АНАТОЛЬЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, milyaev@tsnigri.ru

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

Ore deposit prospecting using the chlorine and bromine secondary dispersion halos

S. A. MILYAEV

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

The Cl^- and Br^- ions, that form complex compounds with metals, produce secondary dispersion halos in the hypergenesis zone at Au, Ag, Cu, Pb, and Zn ore deposits which ore bodies are controlled by fracturing and fault structures. The appearance of anomalies of the highly mobile water-soluble ions, manifested on the surface and in the wall rocks, is explained by their transfer from the deep sources to the surface by a gas flow. The migration of the ions to the earth's surface and further into the atmosphere is influenced by many factors (atmospheric pressure, temperature, humidity, rock porosity, etc.) that complicate the observation results.

Key words: ore deposits, secondary dispersion halos, Cl^- and Br^- ions

Поиски скрытых рудных месторождений представляют значительные трудности, которые постоянно возрастают с увеличением глубины поисковых работ. Привлечение в качестве индикаторов оруденения высокоподвижных химических элементов значительно расширяет возможности геохимических методов поисков. Как было показано в работах Н. И. Сафронова [5], Б. А. Судова [8], А. Д. Миллера, О. Б. Побокковой, Н. Н. Трофимова и А. И. Рычкова [9, 10], Л. Я. Крыловой, В. П. Иванчикова [2, 3], А. А. Саукова, В. З. Фурсова, Н. А. Озеровой, при поисках глубокозалегающих рудных месторождений наиболее перспективными элементами-индикаторами являются галогены (в первую очередь йод), ртуть, щелочные элементы, бор. Все они входят в низкотемпературную ассоциацию

химических элементов, характерную для фронтальных зон эндогенных ореолов рудных месторождений [10].

Галогены характеризуются очень высокой подвижностью в геологических процессах. Йод, бром и хлор кристаллохимически сходны между собой. В результате в твёрдом веществе земной коры создаётся геохимическая ассоциация Cl-Br-I. Галогены, обладая самой высокой электроотрицательностью, в своих периодах существуют в природе только в виде ионов с зарядом -1, образуя с металлами соединения с устойчивыми ионными связями.

В гипергенных условиях эти элементы ведут себя как очень хорошие мигранты в водной и воздушной среде. Йод и бром – рассеянные микроэлементы. Следствием этого является практическое

отсутствие собственных минералов йода и брома. Средняя концентрация йода в реках составляет 0,02 и брома – 0,2 мг/л [7]. Хлор относится к числу макроэлементов. Кларк хлора в речной воде – 55 мг/л [7]. Он имеет 342 собственных минерала (Д. В. Гричук, 2021). Ограничением числа минералов является высокая растворимость хлоридов. Для образования многих минералов требуются специфические условия, в первую очередь сильное испарение.

В гидротермальном процессе хлор обычно является главным анионом. Он играет важнейшую роль в качестве одного из главных комплексобразователей-переносчиков рудных элементов. Комплексы с хлоридным ионом установлены для Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Ni, Co, Hg, Fe, Mn (Д. В. Гричук, 2021). Хлор способен концентрироваться в рудах и метасоматитах [2]. В магматическом процессе он практически не входит в состав кристаллизующихся минералов и накапливается в остаточных растворах-расплавах, отделяясь затем от магматических очагов. Хлор активно участвует в постмагматических процессах, являясь там одним из основных анионов в водной среде.

Главная геохимическая черта брома – это совершенный изоморфизм с хлором. Весь бром изоморфно распределён в хлоридных минералах. Поскольку хлора в природе существенно больше, он выступает как элемент-«хозяин», а бром – как элемент-спутник. В магматических и гидротермальных процессах бром повторяет геохимию хлора. Обнаружены бромидные комплексы рудных металлов, но их вклад в рудообразование мал из-за низкой концентрации лиганда.

Йод, бром и хлор преимущественно и широко развиты в надрудных горизонтах эндогенных месторождений, где они образуют первичные ореолы с максимальными размерами и содержаниями, значительно превышающими фоновые значения [8, 9]. Протяжённость ореолов этих компонентов намного больше вертикальной протяжённости ореолов рудных элементов и их спутников. Для месторождений, выведенных своими рудными интервалами на современную эрозионную поверхность, ореолы галогенов обычно обрамляют месторождения по их флангам [3].

Наибольший поисковый интерес представляют ореолы йода, отслеженные на расстояние более 500 м от верхней кромки рудных залежей [10]. В настоящее время практически доказана первичная природа йода в ореолах эндогенных месторожде-

ний. Этот элемент является индикатором проявления рудного процесса, а не какого-либо металла, поэтому его ореолы отмечены на эндогенных месторождениях различных рудных формаций. Ореолы йода изучены на жильных свинцово-цинковых, барит-полиметаллических, медно-колчеданных, медно-порфировых, медно-скарновых, оловорудных, молибден-вольфрамовых, золоторудных месторождениях [3, 10]. В Северной Осетии по первичным ореолам йода на глубинах 350–550 м выявлено полиметаллическое месторождение Бозанг [10]. Рассеянное, несвязанное нахождение йода в породах и рудах обуславливает его миграцию после формирования месторождения и образование наложенного ореола в вышележащих породах.

Отсутствие экспрессного высокочувствительного физического аналитического метода определения йода в геохимических пробах является главным фактором, сдерживающим широкое внедрение поисковой методики по ореолам йода в практику геологоразведочных работ. Определение содержания йода выполнялось химическими методами в растворах водно-солевых вытяжек из горных пород и почвенных проб [9].

Определение водорастворимых компонентов во вторичных ореолах рассеяния можно проводить с помощью ионоселективных электродов [7]. Первый опыт применения ионоселективных электродов относится к началу 1930-х гг., когда А. П. Солововым была доказана принципиальная возможность их использования при геохимических поисках сульфидных месторождений [6]. Неоспоримые преимущества спектрального анализа в те годы привели к прекращению работ с применением ионоселективных электродов. Современные достижения в технике проведения анализов и интерпретации результатов обусловили целесообразность возвращения к указанному методу.

Анализ водорастворимых компонентов почв проводился на отечественном потенциометре с помощью серийных электродов на Cl^- , Br^- , I^- , NH_4^+ , K^+ , Na^+ и др. Для анализа готовилась суспензия путём смачивания пробы (фракция менее 0,25 мм) дистиллированной водой в соотношении 1:1. Исследование состава водных суспензий осуществлялось в полевых условиях на базе отряда. За рабочую смену бригада из двух человек проводила анализ 80–100 проб на 9 компонентов. Нижний предел обнаружения для макрокомпонентов (Cl^- , NH_4^+ , K^+ , Na^+) вполне достаточен для определения их концентраций ниже фоновых значений; для

микроэлементов (Br^- , I^-) чувствительность электродов, в первую очередь для йода, недостаточна. Нижний предел определения брома – 0,4 мг/л. За фоновые значения иона брома принята 1/2 величины его нижнего предела обнаружения, соответствующая средней концентрации в речной воде (0,2 мг/л). Для удобства сопоставления полученных результатов между собой определимые концентрации брома нормированы на величину принятого фона. Нормирование на фон проведено также для концентраций хлор-иона. Обратимся к рассмотрению результатов исследований.

Месторождение Карамкен расположено на Северо-Востоке России в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Рудовмещающие толщи сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами кислого и среднего состава

верхнемелового возраста. Околорудные метасоматиты месторождения принадлежат формации гидротермальных аргиллизитов. Породы претерпели площадную пропилизацию и более локально проявленные вблизи рудных тел процессы аргиллизации, гидрослюдизации и адуляризации. Золотоносные кварцевые жилы Восточного участка, где сосредоточены основные запасы месторождения, характеризуются весьма слабой эрозией. Золотоносные жилы Центрального участка значительно эродированы.

Как показали наши исследования, рудные жилы Восточного участка, расположенные в слепом залегании, отчётливо фиксируются с поверхности протяжёнными (0,8–1,5 км) и контрастными вторичными ореолами рассеяния хлора и брома. Ширина ореолов 300–350 м (рис. 1). Нередко наблюдается

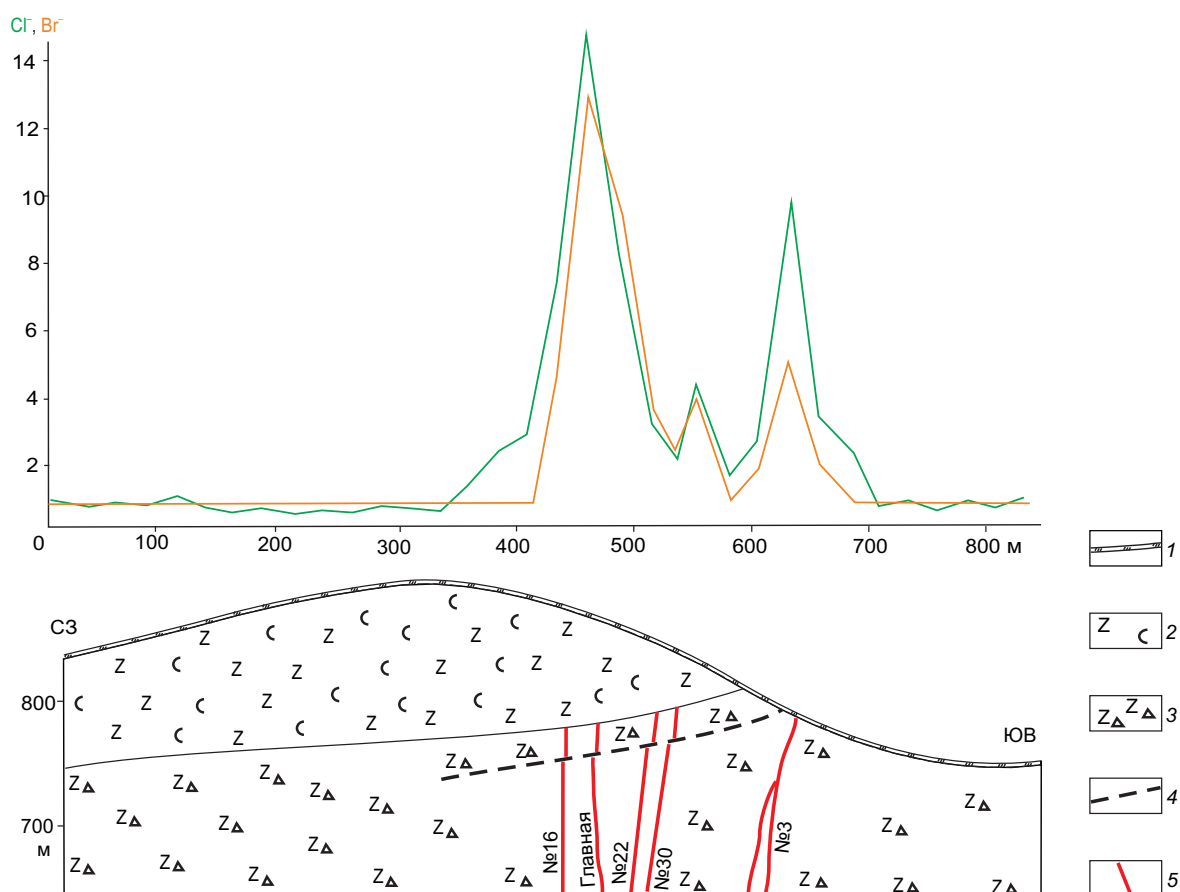


Рис. 1. Графики распределения хлора и брома на Восточном участке месторождения Карамкен:

1 – элювио-делювий; 2 – туфы андезидацитов; 3 – автомагматические брекчии андезидацитов; 4 – тектонические нарушения; 5 – золоторудные тела

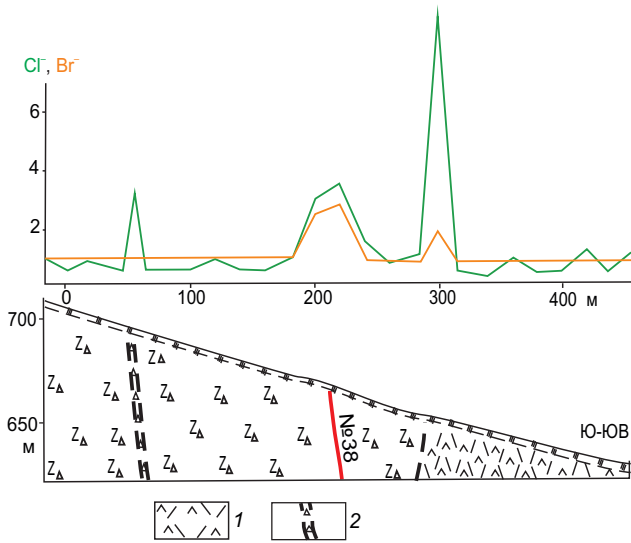


Рис. 2. Графики распределения хлора и брома на Центральном участке месторождения Карамкен:

1 – риодациты; 2 – зоны дробления; см. услов. обозн. к рис. 1

асимметрия вторичных ореолов, обусловленная избирательным накоплением хлора и брома в ви- сячем боку рудных тел. По своим размерам и мак- симальным концентрациям вторичные ореолы хлора и брома Центрального участка значительно уступают ореолам рассеяния Восточного участка. Протяжённость ореолов здесь составляет первые сотни метров; в поперечнике их размеры не пре- вышают 40 м (рис. 2).

Различия в продуктивности ореолов рассеяния хлора и брома на участках, различающихся уров- нями эрозийного среза и запасами золота, могут иметь два объяснения. С одной стороны, над сле- пыми и слабоэродированными рудными телами формируются ореолы с наибольшими размерами и концентрациями водорастворимых компонентов. С другой, хлор и бром выступают в качестве ком- плексообразователей рудных элементов, и оче- видно, что между концентрациями хлора и брома в изменённых околорудных породах и количе- ством отложившегося на глубине золота должна существовать прямая зависимость.

Определение ионов, при которых они извлека- ются из пробы дистиллированной водой, указы- вает на слабосвязанные формы их нахождения в зоне гипергенеза. В околорудных породах и рудах эндогенной зоны, не претерпевших гипергенных

изменений, также присутствуют слабосвязанные водорастворимые формы. Концентрации их до- статочно высоки и вполне могут обеспечить об- разование вторичных ореолов в почвах. О суще- ствовании подобных форм свидетельствуют ре- зультаты анализа проб из рудовмещающих пород в обрамлении рудных тел на уровнях заведомо ниже зоны гипергенеза.

Береговское месторождение расположено в пре- делах вулканического пояса Восточных Карпат. В рудовмещающем разрезе верхнеэоценовых по- род чередуются толщи кислых вулканитов и тер- ригенных осадков с примесью туфогенного мате- риала. Практически все породы претерпели гидро- термальные изменения, причём до глубины 100– 150 м от поверхности господствуют минеральные ассоциации аргиллизитов (кварц, алуни- т, каолинит, ярозит, гидроксиды железа), глубже – минераль- ные ассоциации, близкие пропилитам (адуляр, аль- бит, светлая слюда, сидерит, анкерит, эпидот). Руд- ные тела представлены жилами и штокверками. По составу жильные тела золотополиметалличе- ские, а штокверковые – существенно золотые.

Анализ водных суспензий пород проводился по штольневому горизонту +130 м. Опробованию подвергались сыпучие массы аргиллизитов, раз- витые по вулканитам кислого состава. По резуль- татам анализа в обрамлении жильного тела VIII выявлены устойчивые первичные ореолы ионов Cl^- , Br^- (рис. 3), NH_4^+ , K^+ . Уровень максимальных концентраций Cl^- над фоном превышает в 125 раз, Br^- – в 100 раз, NH_4^+ – в 50 раз, K^+ – в 15 раз.

Щелочные элементы (K, Na) – геохимические индикаторы низкотемпературного (аргиллизация) и среднетемпературного (березитизация) метасо- матических процессов кислотного выщелачивания, выражающихся в выносе из околорудных пород натрия и привносе калия. Катионы этих металлов отличаются от других рудосопровождающих эле- ментов тем, что их хлориды и углекислые соли хорошо растворимы в воде. Щелочные металлы не осаждаются природными реагентами и оста- ются в растворе в несвязанном виде, продолжая активную миграцию в обводнённой среде. Этим объясняется их высокая подвижность в эндоген- ных условиях и способность образовывать далеко проникающие от рудных тел ореолы [10].

Первичные ореолы аммония (NH_4^+) – спутники золоторудных месторождений. Такого рода ореолы установлены на золоторудных объектах США, Канады, Мексики, бывшего Советского Союза.

Минеральные формы накопления аммония – калиевые минералы, в которых калий изоморфно замещён аммонием (полевые шпаты, светлые слюды, иллит, алуниит, ярозит). В зоне гипергенеза над золоторудными месторождениями различных типов формируются вторичные ореолы рассеяния аммония с концентрациями, превышающими фоновые значения в 5–50 раз [11].

С дневной поверхности жильное тело VIII фиксируется вторичными ореолами указанных компонентов. Превышение максимальных концентраций над фоном иона NH_4^+ составляет 14 раз, Cl^- , Br^- – 6 раз (рис. 4), K^+ – 2,5 раза. Количественный анализ параметров гипергенных и эндогенных ореолов Береговского месторождения позволил отметить непрерывный рост максимальных содержаний ионов с глубиной, при сохранении их эффективной ширины (70–100 м). Подобное распределение может отражать фильтрационный механизм миграции высокоподвижных компонентов по разрывным нарушениям, свойственный для эндогенных источников [7].

Увеличение содержаний хлора неоднократно отмечалось над зонами разломов [2, 9]. Аномалии хлора и брома фиксировались нами над тектоническими нарушениями месторождения Карамкен (см. рисунки 1 и 2). По своей контрастности и максимальным значениям концентраций аномалии хлора значительно выше в областях разрывных

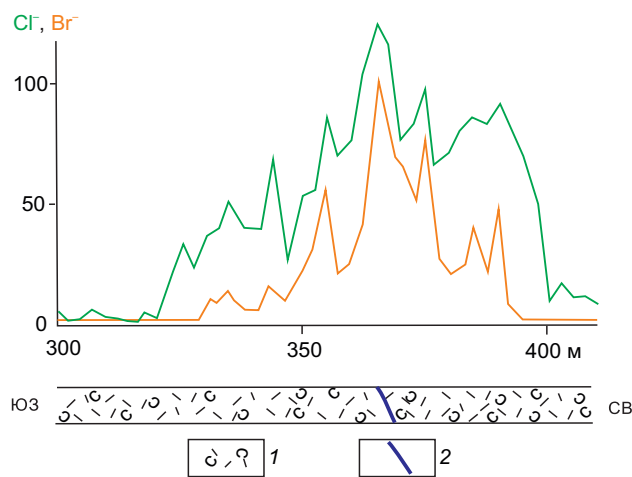


Рис. 3. Первичные ореолы хлора и брома жильного тела VIII на горизонте +130 м месторождения Береговское:

1 – риолиты и их туфы; 2 – рудная жила

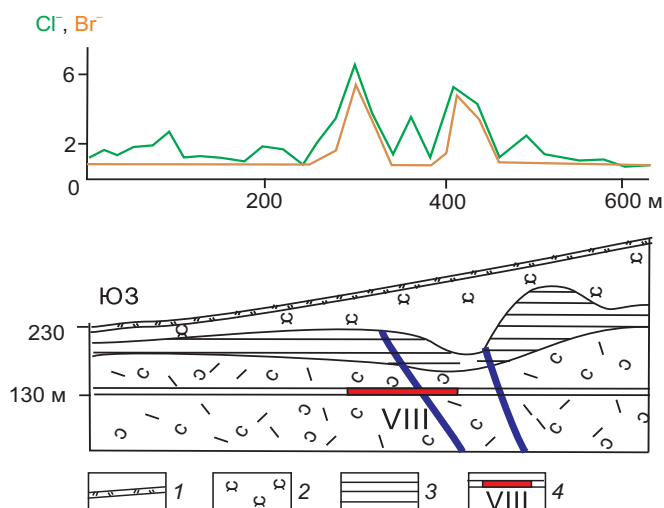


Рис. 4. Вторичные ореолы рассеяния хлора и брома Береговского месторождения:

1 – элювио-делювий; 2 – туффы; 3 – алевролиты, аргиллиты; 4 – интервал опробования жилы VIII на штольневом горизонте +130 м; см. услов. обозн. к рис. 3

нарушений, чем в пределах рудных тел. Основное отличие аномалий над рудными телами и зонами разломов заключается в величинах отношения Br/Cl . В пределах рудных тел оно составляет 0,7–1,0, а в зонах тектонических нарушений может колебаться от 0,2 до 0,5. Близкая картина распределения хлора и брома отмечается в пределах золоторудных полей Северного Урала.

Месторождение Воронцовское расположено в пределах Краснотурьинской рудной зоны Тагило-Магнитогорского мегасинклинория. Рудное поле приурочено к контакту Ауэрбаховского массива габбро-диорит-гранодиоритовой формации (D_2). В рудовмещающем разрезе выделяются две толщи пород: нижняя существенно известняковая и верхняя вулканогенно-осадочная, сложенная тонкопереслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами андезитов и андезибазальтов. Зона контакта двух указанных толщ осложнена надвигом, играющим важную рудоконтролирующую роль. К контакту карбонатных и вулканогенно-осадочных пород приурочены зоны развития кварц-серицитовых метасоматитов (березитов), которые с золотосульфидными рудами образуют мощное плитообразное тело, выходящее на эрозионный срез и подвергшееся интенсивным процессам корообразования.

Вторичные ореолы хлора и брома Воронцовского месторождения формируются над выходом золотоносных кор выветривания (рис. 5). Ширина вторичных ореолов хлора и брома сопоставима с шириной выхода окисленных руд. К зонам разрывных нарушений приурочены наиболее контрастные аномалии хлора. Важное индикационное значение имеет отношение Br/Cl , величина которого над зонами тектонических нарушений составляет 0,2–0,3, а над зоной окисленных руд – 0,9–1,0.

Площадь Половинного Увала расположена в северной части Краснотурьинской рудной зоны и характеризуется сложным геологическим строением – чередованием рудовмещающих и рудогенерирующих комплексов пород девона. Специализированные поисковые работы на золотоносные коры

выветривания и россыпи здесь не проводились. При этом площадь характеризуется широким распространением прямых и косвенных поисковых признаков как коренной, так экзогенной золотоносности (Е. А. Черемисина, Т. П. Зубова, 2018).

На части площади Половинного Увала проведена кондиционная литохимическая съёмка масштаба 1:50 000 по сети 500 × 50 м (рис. 6). В зоне гипергенеза по первичным рудам прогнозируется развитие коры выветривания линейно-трещинного, линейно-карстового морфогенетических типов. Анализ водных суспензий позволил установить ряд сопряжённых аномалий хлора и брома меридионального направления, протягивающихся вдоль тектонических контактов известняков и вулканогенно-осадочных пород девона. Протяжённость аномалий хлора в среднем 1,0–1,5 км. Ано-

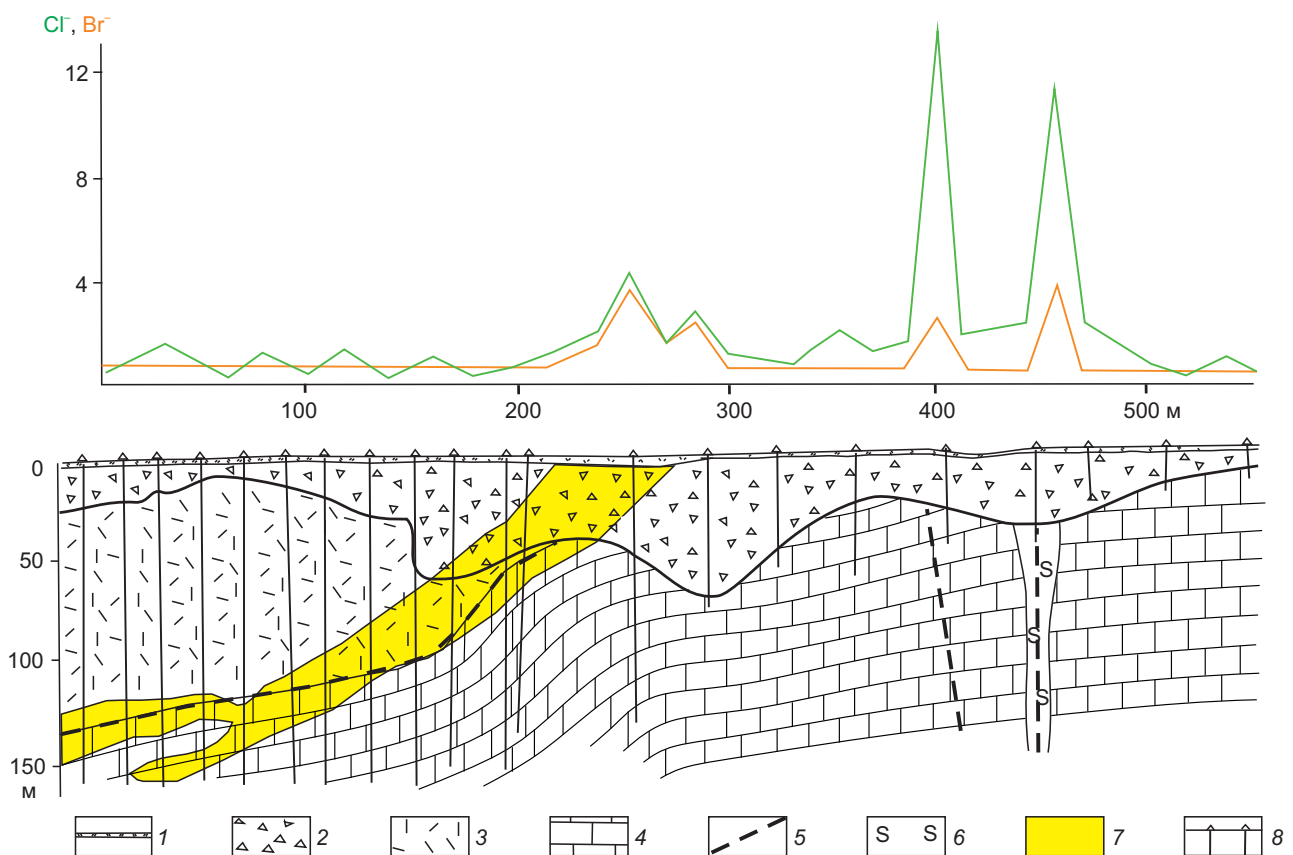


Рис. 5. Графики распределения хлора и брома в золотоносной коре выветривания месторождения Воронцовское:

1 – элювио-делювий; 2 – кора выветривания; 3 – вулканогенно-осадочная толща; 4 – известняки; 5 – тектонические нарушения; 6 – зона интенсивного дробления; 7 – золоторудные тела в коренном залегании и коре выветривания; 8 – поисковые скважины

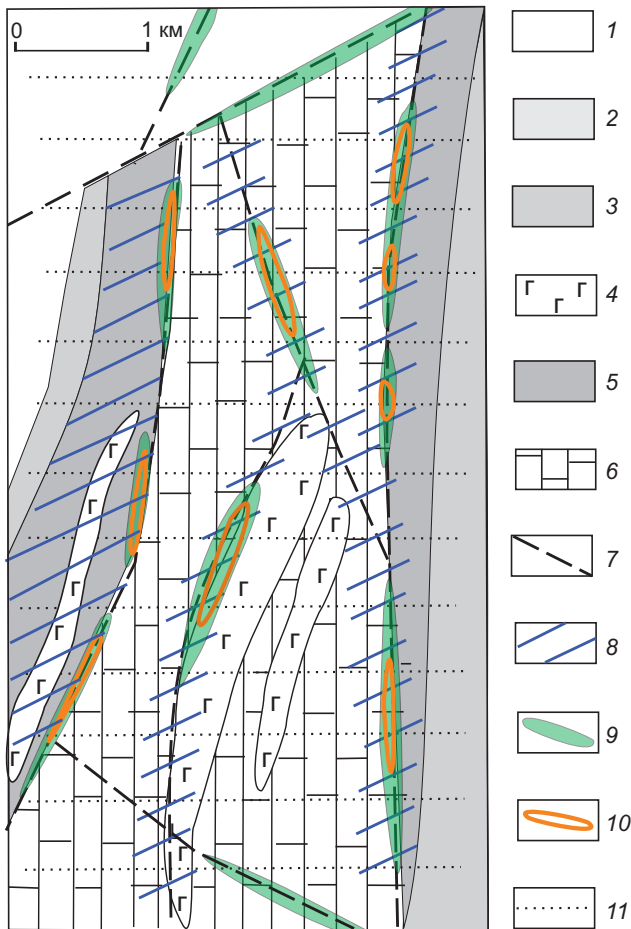


Рис. 6. Фрагмент прогнозной карты золотоносности площади Половинный Увал с аномалиями хлора и брома. По материалам Е. А. Черемисиной, Т. П. Зубовой:

1–3 – отложения: 1 – четвертичные аллювиально-озёрные, 2 – эоценовые морские, 3 – верхнемеловые морские; 4 – габбро-долериты ауэрбаховского комплекса (D_2); 5 – туфы андезитов, андезибазальтов, туфоалевролиты, туфопесчаники; 6 – известняки; 7 – тектонические нарушения; 8 – прогнозируемые золотоносные линейно-карстовые и линейно-трещинные коры выветривания; 9–10 – геохимические аномалии: 9 – хлора, 10 – брома; 11 – профили отбора почвенных проб

малии брома хорошо коррелируют с аномалиями хлора. Величина Br/Cl в одноимённых точках составляет 0,5–0,9, что достаточно близко значениям отношений этих элементов в пределах зон окисленных руд Воронцовского месторождения. Тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного направлений фиксируются только аномалиями хлора.

Наиболее контрастные вторичные ореолы рассеяния Cl^- и Br^- выявлены на гидротермальных месторождениях Au, Ag, Cu, Pb, Zn, рудные тела которых контролируются трещинными и разрывными структурами. Ведущими метасоматическими формациями, сопровождающими эти месторождения, являются березиты, гидротермальные аргиллизиты и пропилиты, которые в зоне гипергенеза могут образовывать вторичные ореолы рассеяния NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Ca^{++} [4].

Формирование вторичных наложенных ореолов рассеяния высокоподвижных ионов Cl^- , Br^- , NH_4^+ , K^+ , Na^+ над скрытыми рудными месторождениями нельзя объяснить только процессами перераспределения эндогенных форм их накопления (сорбционные формы на тех или иных минеральных сорбентах, растворы в плёночных водах, пары, газы в порах и трещинах, вскрытие газожидких включений при процессах выветривания и др.). Появление аномалий высокоподвижных ионов, проявленных на дневной поверхности и в околорудных породах, может быть объяснено их переносом восходящими к поверхности потоками газов.

В настоящее время пока нет общепринятой теории формирования наложенных ореолов рассеяния, над скрытыми рудными месторождениями. В этой области поисковой геохимии практика полностью опережает теоретические разработки. Временные вариации содержаний элементов в наложенных ореолах позволяют предположить, что их миграция из глубинных источников идёт по единому механизму в форме кластеров из ионов и молекул газа. Ионы элементов и микрочастицы минералов могут быть адсорбированы на поверхности газовых молекул из-за их огромной поверхностной энергии и совместно мигрировать с ними к земной поверхности, при этом одна часть из них разгружается в атмосферу, а другая – сорбируется почвой [1].

На миграцию ионов к земной поверхности и далее в атмосферу наряду с атмосферным давлением влияет множество факторов (температура, влажность, пористость пород и др.), осложняющих их воздействие на результаты наблюдений. При интерпретации аномалий высокоподвижных ионов важен учёт ландшафтных условий. Диагностика аномалий ионов, образующихся в результате процессов аккумуляции на испарительном и сорбционном геохимических барьерах, требует особого внимания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев С. А., Миляев С. А. Геохимические поиски рудных месторождений, не выходящих на дневную поверхность. Состояние и перспективы // Руды и металлы. – 2022. – № 1. – С. 6–23.
2. Иванчиков В. П. Исследования хлора в породах ореольных зон рудных месторождений Центрального Казахстана // Тез. докладов семинара «Состояние и задачи геохимических поисков рудных месторождений в Казахстане». – Алма-Ата : КазИМС, 1981. – С. 76–77.
3. Иванчиков В. П. Опыт использования ореолов галогенов для поисков рудных месторождений в Центральном Казахстане // Тез. докладов к III Всесоюзному совещанию. – М. : ИМГРЭ, 1982. – Т. 6. – С. 32–34.
4. Миляев С. А., Чекваидзе В. Б. Ионно-потенциметрические индикаторы золоторудных месторождений // Отечественная геология. – 1996. – № 9. – С. 41–47.
5. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. – Л. : Недра, 1971. – 215 с.
6. Соловов А. П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых : Учебник для вузов. – М. : Недра, 1985. – 294 с.
7. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А. П. Соловов, А. Я. Архипов, В. А. Бугров и др. – М. : Недра, 1990. – 335 с.
8. Судов Б. А., Трофимов Н. Н., Рычков А. И. и др. Йод и бром – геохимические индикаторы глубокозалегающих рудных месторождений. – М. : Недра, 1994. – 203 с.
9. Трофимов Н. Н., Рычков А. И. Геохимические поля элементов широкого рассеяния и поиски глубокозалегающих рудных месторождений. – М. : Недра, 1979. – 172 с.
10. Трофимов Н. Н., Рычков А. И. Рациональный комплекс работ по глубинному геохимическому прогнозированию // Прогнозно-поисковая геохимия – современное состояние и перспективы развития (к 100-летию со дня рождения профессора А. П. Соловова). – М. : ИМГРЭ, 2008. – С. 98–105.
11. Чекваидзе В. Б., Миляев С. А. Вторичные ореолы рассеяния аммония на золоторудных месторождениях // Руды и металлы. – 1993. – № 1–2. – С. 60–68.

REFERENCES

1. Vorob'yov S. A., Milyayev S. A. Geokhimicheskiye poiski rudnykh mestorozhdeniy, ne vykhodyashchikh na dnevnyuyu poverkhnost'. Sostoyaniye i perspektivy [Geochemical searches for ore deposits that do not reach the surface. Status and prospects], Rudy i metally, 2022, No. 1, p. 6–23. (In Russ.)
2. Ivanchikov V. P. Issledovaniya khlora v porodakh oreol'nykh zon rudnykh mestorozhdeniy Tsentral'nogo Kazakhstana [Studies of chlorine in rocks of aureole zones of ore deposits in Central Kazakhstan], Sostoyaniye i zadachi geokhimicheskikh poiskov rudnykh mestorozhdeniy v Kazakhstane, Alma-Ata, KazIMS publ., 1981, pp. 76–77. (In Russ.)
3. Ivanchikov V. P. Opyt ispol'zovaniya oreolov galogenov dlya poiskov rudnykh mestorozhdeniy v Tsentral'nom Kazakhstane [Experience in using halogen halos to search for ore deposits in Central Kazakhstan], Abstracts of reports to the III All-Union Meeting, Moscow, IMGRE publ., 1982, V. 6, pp. 32–34. (In Russ.)
4. Milyayev S. A., Chekvaidze V. B. Ionno-potentsiometricheskiye indikatory zolotorudnykh mestorozhdeniy [Ion-potentiometric indicators of gold deposits], Otechestvennaya geologiya, 1996, No. 9, pp. 41–47. (In Russ.)
5. Safronov N. I. Osnovy geokhimicheskikh metodov poiskov rudnykh mestorozhdeniy [Fundamentals of geochemical methods for searching for ore deposits], Leningrad, Nedra publ., 1971, 215 p. (In Russ.)
6. Solovov A. P. Geokhimicheskiye metody poiskov mestorozhdeniy poleznykh iskopayemykh [Geochemical methods for searching for mineral deposits], Moscow, Nedra publ., 1985, 294 p. (In Russ.)
7. Spravochnik po geokhimicheskim poiskam poleznykh iskopayemykh [Handbook on geochemical prospecting for minerals], Ed. A. P. Solovov, A. Ya. Arkhipov, V. A. Bugrov et al, Moscow, Nedra publ., 1990, 335 p. (In Russ.)
8. Sudov B. A., Trofimov N. N., Rychkov A. I. et al. Yod i brom – geokhimicheskiye indikatory glubokozalegayushchikh rudnykh mestorozhdeniy [Iodine and bromine are geochemical indicators of deep ore deposits], Moscow, Nedra publ., 1994, 203 p. (In Russ.)
9. Trofimov N. N., Rychkov A. I. Geokhimicheskiye polya elementov shirokogo rasseyaniya i poiski glubokozalegayushchikh rudnykh mestorozhdeniy [Geochemical fields of widely scattered elements and searches for

- deep-lying ore deposits], Moscow, Nedra publ., 1979, 172 p. (In Russ.)
10. *Trofimov N. N., Rychkov A. I.* Ratsional'nyy kompleks rabot po glubinnomu geokhimicheskomu prognozirovaniyu [Rational complex of works on deep geochemical forecasting], Prognozno-poiskovaya geokhimiya – sovremennoye sostoyaniye i perspektivy razvitiya, Moscow, IMGRE publ., 2008, pp. 98–105. (In Russ.)
 11. *Chekvaizde V. B., Milyayev S. A.* Vtorichnyye oreoly rasseyaniya ammoniya na zolotorudnykh mestorozhdeniyakh [Secondary ammonium dispersion halos in gold deposits], Rudy i metally, 1993, No. 1–2, pp. 60–68. (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 07.09.23; одобрена после рецензирования 4.10.23; принята к публикации 4.10.23.
The article was submitted 07.09.23; approved after reviewing 4.10.23; accepted for publication 4.10.23.

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 её опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет». Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

Комплексные медно-порфировые рудно-магматические системы андезитовидных и базальтоидных вулканоплутонических поясов

Предложено разделение месторождений медно-порфирового семейства на формационные типы, принадлежащие базальтоидным и андезитовидным вулканоплутоническим поясам. Показано, что различия в строении фундамента этих поясов и составе рудоносных магматических очагов отражаются не только в петрологии продуктивных плутогенных формаций, рудно-метасоматической зональности и вещественном составе руд этих объектов, но и в сочетаниях рудно-формационных типов месторождений цветных и благородных металлов, присутствующих наряду с медно-порфировыми в объёме комплексных рудно-магматических систем. Установленные различия должны учитываться при построении прогнозно-поисковых моделей потенциальных медно-порфировых рудных районов и узлов.

Ключевые слова: вулканоплутонические пояса, медно-порфировые месторождения, рудно-магматические системы, рудно-формационная зональность, прогнозно-поисковые модели, рудные районы и узлы.

ЗВЕЗДОВ ВАДИМ СТАНИСЛАВОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, начальник отдела, metallogeny@tsnigri.ru

МИГАЧЁВ ИГОРЬ ФЁДОРОВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, советник, migatchev@tsnigri.ru

МИНИНА ОЛЬГА ВАСИЛЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, minina@tsnigri.ru

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

Complex porphyry copper ore-magmatic systems of the andesitoid and basaltoid volcano-plutonic belts

V. S. ZVEZDOV, I. F. MIGACHEV, O. V. MININA

Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow

A division of the porphyry copper family ore deposits into formational types associated with the basaltoid and andesitoid volcano-plutonic belts is proposed. It is shown that differences in the structure of the basement of these belts and in the composition of the ore-bearing magmatic chambers are reflected not only in the productive plutogenic association petrology, alteration-mineralization zonality, and mineral composition of the mineral deposits, but also in the metallogenic zonality of the complex ore-magmatic systems centered by these deposits. The established differences should be taken into account for elaboration of the forecasting and prospecting models of potential porphyry copper ore regions and clusters.

Key words: volcano-plutonic belts, porphyry copper deposits, ore-magmatic systems, ore-formational zonality, forecasting and prospecting models, ore regions and clusters.

Медно-порфировые месторождения (МППМ) являются ведущими в мире по запасам и добыче меди и молибдена. В них также сосредоточены значительные запасы золота, серебра, рения. В отраслевых программах развития МСБ горнодобывающей отрасли России они рассматриваются в качестве первостепенных, что подтверждается

вовлечением в эксплуатацию Михеевского и Томинского месторождений на Урале, обеспечивших не менее четверти общей добычи меди России в последние годы. Доразведка Малмыжского месторождения и проектирование ГОКа в Хабаровском крае также позволяют надеяться на начало разработки этого крупного объекта в обозримом

будущем, что, несомненно, отразится на доле МПМ в обеспечении сырьевой базы цветной металлургии страны.

Одним из направлений повышения эффективности геологоразведочных работ (ГРР) на медно-порфировые руды является совершенствование геолого-генетических основ прогнозирования, с учётом которых построены прогнозно-поисковые модели (ППМ) рудных районов (РР), узлов (РУ) и полей (РП), с целью модернизации методов и технологий прогноза, поисков и оценки месторождений и, прежде всего, скрытых, то есть не выходящих на дневную поверхность. Существенный интерес в этом отношении представляет расшифровка строения комплексных медно-порфировых рудно-магматических систем (КМП РМС), в которых кроме МПМ отмечаются месторождения цветных и благородных металлов других рудно-формационных типов (РФТ). Установление металлогенической зональности подобных систем может быть использовано при прогнозе как медно-порфировых, так и сопряжённых с ними месторождений.

МПМ сосредоточены в вулcano-плутонических поясах (ВПП): базальтоидных (островодужных и рифтовых) и андезитоидных (окраинно- и внутриконтинентальных). Состав и металлогеническая специализация рудоносных известково-щелочных вулcano-плутонических ассоциаций (ВПА), участвующих в строении этих поясов, предопределяются «материнскими» магматическими очагами в земной коре (ЗК) океанического, континентального и переходного типов. Различия в составе и металлоносности этих очагов отражаются в петрологии ВПА, метасоматической зональности и минералого-геохимических особенностях руд месторождений медно-порфирового семейства, что в той или иной степени нашло отражение в их отечественных (А. И. Кривцов, И. Г. Павлова, В. Т. Покалов, В. С. Попов и др.) и зарубежных (А. Сазерленд-Браун, Р. Силлитоу, Дж. Оярзун, Дж. Фруто, С. Кеслер, Дж. Лоуэлл, Дж. Джилберт, В. Холлистер, Д. Кокс, Д. Сингер и др.) классификациях.

Базальтоидные ВПП с Au-Cu- и Cu-порфировыми месторождениями формируются в островодужных и рифтовых структурах.

Островодужные периокеанические пояса с Au-Cu-порфировыми месторождениями располагаются между фронтальными прогибами, примыкающими к желобам внутренними (тыльными)

зонами (Прибрежный и Островной на Аляске, Карибский и др.). В их строении участвуют базальт-андезитобазальтовая и габбро-диорит – кварцево-диоритовая (плагиигранитная) формации. Составленная ими ВПА завершает натриевые серии островодужного базальтоидного магматизма и закономерно сменяет во времени однородную базальтовую и колчеданоносные контрастную и непрерывную формации.

Современные островные дуги Юго-Восточной Азии (Санда, Новогвинейская, Филиппинская и др.) представляют собой надсубдукционные ВПП с океаническим базитовым субстратом. Они характеризуются натровым профилем магматизма. Вулканогенная составляющая ВПА представлена в основном дацитами (лавами, фреатомагматическими и диатремовыми лавобрекчиями, туфолавами, туфами), плутоногенная – габбро-диорит-тоналитовой формацией (с рудоносной фазой диоритовых либо кварцевых диоритовых порфириров).

Во внутриконтинентальных рифтах глубокого заложения ВПП располагаются либо непосредственно над базальтоидными прогибами, либо на их флангах. Субстрат таких поясов обычно гетерогенный с «собственной» металлогенией (Новоалексеевский, Ирендыкский, Верхнеуральский ВПП Тагильско-Магнитогорской провинции Южного Урала, Удско-Мургалский в Охотско-Чукотской и др.). Вулканогенными составляющими продуктивной на Cu-порфировые и сопряжённые руды ВПА обычно являются базальт-андезитобазальтовая либо андезитобазальт-андезитовая формации, плутоногенными – габбро-диорит-плагиигранитовая и габбро-диорит-тоналит (гранодиорит)-плагиигранитовая.

Андезитоидные ВПП с Au-Mo-Cu- и Cu-Mo-порфировыми месторождениями представляют собой протяжённые линейные окраинно-континентальные надсубдукционные, реже внутриконтинентальные (рифтогенные) геоструктуры, сформировавшиеся на субстрате различного состава и возраста в орогенно-активизационном режиме. К ним относится большинство северо- и южноамериканских, азиатских, австралийских и европейских ВПП. От базальтоидных поясов они отличаются более сложным строением и разнообразной металлогенией. В наиболее полном виде образование таких поясов происходит в три этапа. МПМ образуются в течение первого из них, когда формируются рудоносные ВПА – андезитоидные (адикитовые) вулканогенные и комагматичные

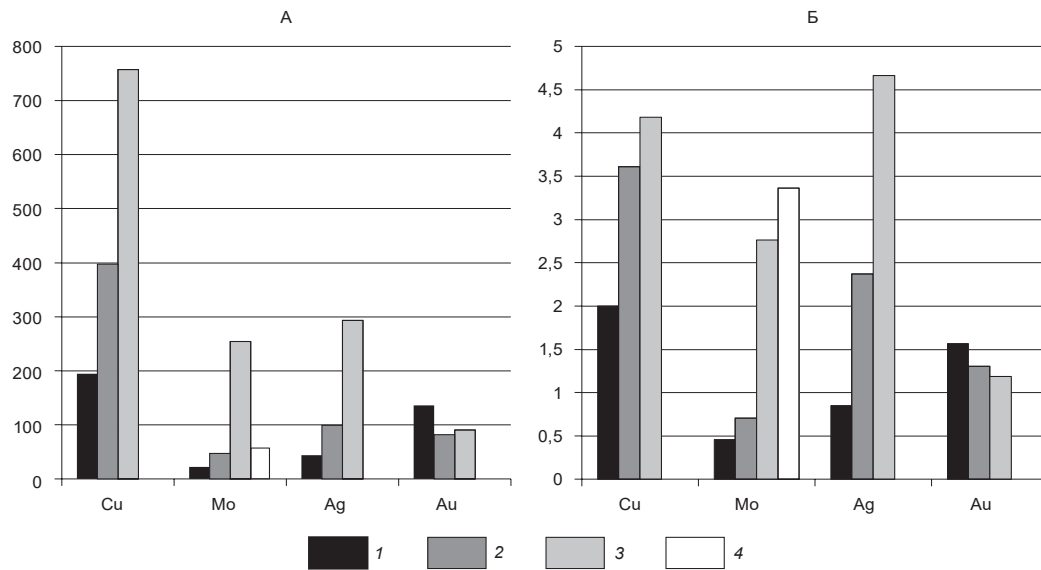


Рис. 1. Распределение суммарных (А) и усреднённых (Б) запасов металлов в Au-Cu- (1), Mo-Cu- (2), Cu-Mo- (3) и Mo-порфировых (4) месторождениях (Cu – млн т, Mo – $n \cdot 10^{-1}$ млн т, Ag – тыс. т, Au – $n \cdot 10^{-1}$ тыс. т). С использованием БД USGS [40]

им габбро-диорит-гранодиоритовые либо диорит-гранодиорит-монцитонитовые плутоногенные комплексы. Среди пород среднего этапа преобладают риолиты и дацит-риолиты, а плутоногенные составляющие ВПА представлены гранодиорит-гранитной, гранит-лейкогранитной, лейкогранит-щёлочнo-гранитной формациями. В третий, заключительный этап образуются трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовые серии вулканитов, а также щёлочнo-гранитные-граносиенитовые формации, щелочные габброиды.

Запасы и содержания МПМ зависят от геотектонических обстановок их формирования. Как показал анализ распределения МПМ по запасам и содержаниям металлов, выполненный В.С. Звездовым и Б.С. Зеликсоном по базе данных из 409 объектов (по БД USGS [40], дополненной сведениями по ряду отечественных и зарубежных месторождений, разведанных в последние 15 лет), самые значительные запасы Cu, Mo и Ag сосредоточены в Cu-Mo-порфировых месторождениях андезитоидных окраинно-континентальных ВПП, характеризующихся мощным сиалическим слоем ЗК, в то время как наибольшими запасами (и содержаниями) Au обладают объекты Au-Cu-порфирового типа островодужных базальтоидных поясов с океанической корой (рисунки 1, 2). Корреляция между запасами: Cu, Mo и Ag – высокая

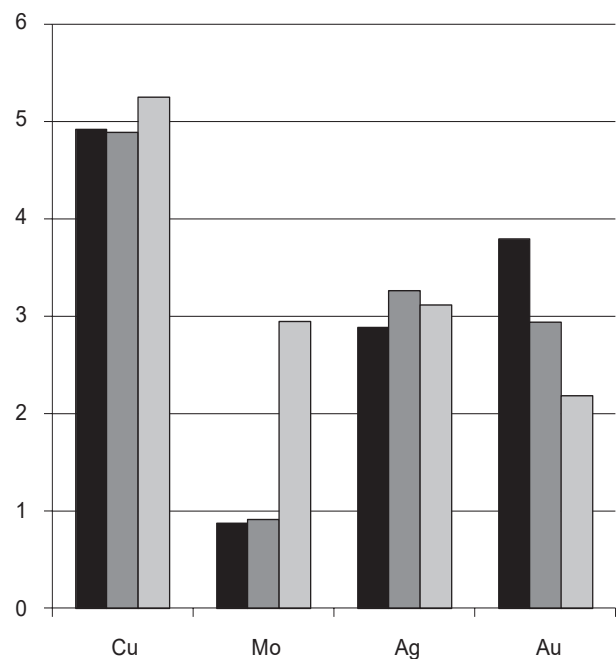


Рис. 2. Распределение средних содержаний металлов в месторождениях медно-порфирового семейства (Cu – $n \cdot 10^{-1}$ %, Mo – $n \cdot 10^{-2}$ %, Ag – г/т, Au – $n \cdot 10^{-1}$ г/т). С использованием БД USGS [40]:

см. усл. обозн. к рис. 1

(0,75–0,88); Au, Cu и Ag – значительно слабее (0,23–0,33); Au и Mo – полностью отсутствует. В отличие от запасов, значимые корреляционные связи между средними содержаниями металлов, за исключением Au и Ag, не выявлены (табл. 1).

В то же время используемые в известных классификациях МПМ отношения содержаний Cu/Mo и Au/Mo в рудах характеризуются существенным наложением областей распределения (см. табл. 1, рис. 3), что не позволяет рассматривать эти отношения в качестве надёжных критериев разделения медно-порфирового семейства на типы. Более достоверным критерием типизации МПМ является их геотектоническая позиция, от которой зависят петрология продуктивных плутоногенных формаций, рудно-метасоматическая зональность и вещественный состав руд месторождений. По этому критерию месторождения семейства могут быть разделены на два рудно-формационных типа (РФТ): *золото-медный* (с повышенным содержанием Au в рудах при практическом отсутствии Mo) и *молибденово-медный* (с повышенным содержанием Mo), а вмещающие их РМС – на две группы, принадлежащие базальтоидным и андезитоидным ВПП. Первая связана с магматическими формациями габбро-диорит-тоналитового ряда На профиля, вторая – с К-Na- и Na-K формациями

1. Матрица корреляционных связей между запасами и содержаниями металлов в месторождениях медно-порфирового семейства

Запасы				
	Cu	Mo	Ag	Au
Cu	1,00			
Mo	0,83	1,00		
Ag	0,75	0,88	1,00	
Au	0,33	0,14	0,23	1,00
Содержания				
	Cu	Mo	Ag	Au
Cu	1,00			
Mo	0,09	1,00		
Ag	0,17	0,13	1,00	
Au	0,19	-0,11	0,51	1,00

Примечание. Выделены значимые для пятипроцентного уровня коэффициенты.

габбро-диорит-гранодиоритового и диорит-гранодиорит-монцититового рядов. Метасоматическая зональность систем выделенных типов соответствует моделям – «диоритовой» В. Холлистера [32] и «монцититовой» Дж. Лоуэлла и Дж. Джилберта [33].

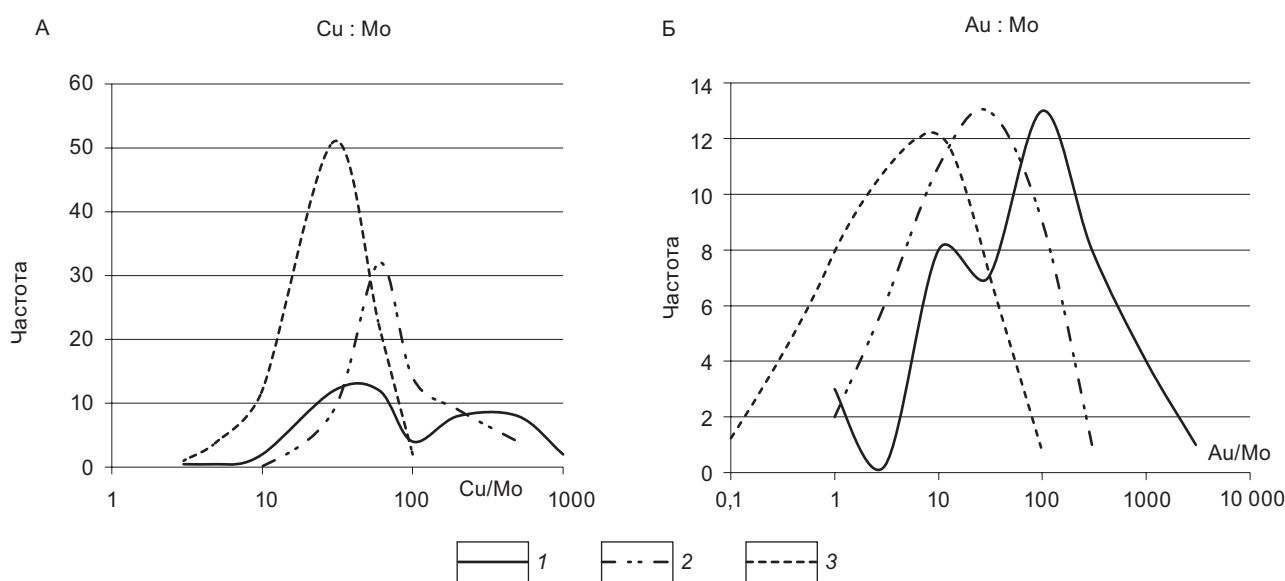


Рис. 3. Графики распределения Au-Cu- (1), Mo-Cu- (2) и Cu-Mo-порфировых (3) месторождений по отношению содержаний Cu/Mo (А) и Au/Mo (Б) в рудах. С использованием БД USGS [40]

Анализ отечественных и зарубежных публикаций последних десятилетий, а также данные собственных исследований показали, что многие МПМ локализованы во внутренних частях крупных РМС с комплексной металлогенией. Во *фланговых* частях таких систем встречаются мезотермальные Au-Cu- и Au-Pb-Zn скарновые, жильные, жильно-прожилковые и метасоматические (Au)-Ag-полисульфидные, Au-сульфидно-кварцевые, иногда Au-порфировые месторождения, а в *верхних периферийных* – эпитермальные жильные, жильно-прожилковые и стратоидные Cu-Au- и Au-Ag «высокой (HS), средней (IS) и низкой (LS) сульфидизации», а также самородной серы. Присутствующие в разных частях КМП РМС разнотипные рудные объекты генетически связаны с едиными магматическими очагами. Однако их сочетания (наборы РФТ) в системах базальтоидных и андезитоидных ВПП, как показало сравнение рудно-формационной зональности нескольких десятков рудных районов и узлов с комплексной металлогенией, различны. Причины – более мощная и разнородная ЗК континентального либо переходного (сиало-фемического) типов андезитоидных ВПП, наличие «промежуточных» магматических очагов в верхних частях сиалического слоя наряду с глубинными «материнскими» на границе с базальтовым слоем («двойственность» источников металлоносных расплавов рассматривается рядом исследователей как одно из главных условий формирования гигантских МПМ). Как следствие, андезитоидные ВПП характеризуются более сложным строением в сравнении с базальтоидными. В них выделяются до трёх структурно-формационных этажей с «собственной» металлогенией, отвечающих раннему, среднему и позднему этапам развития. В ряде систем наряду с МПМ и «сопряжёнными» (парагенетическими) с ними месторождениями других РФТ, возникшими на раннем этапе становления ВПП, отмечаются рудные объекты «совмещённого» типа – структурно-вещественных комплексов (СВК) фундамента поясов, а также образовавшиеся на более поздних этапах развития последних. Базальтоидные ВПП с очагами в океаническом субстрате (базальтовом слое ЗК) обладают более простым строением. Для них характерны КМП РМС только с «сопряжёнными» типами оруденения (табл. 2).

Установленные различия в рудно-формационной зональности КМП РМС базальтоидных и андезитоидных поясов в сочетании с их петрологи-

ческими, рудно-метасоматическими и геохимическими характеристиками позволили выделить две группы таких систем: *золото-медно-порфировую диоритовую и молибден-медно-порфировую гранодиорит-монцитовую*. Обладая рядом сближающих их признаков, эти КМП РМС в то же время обнаруживают специфические черты строения и особенности входящих в их состав рудных образований [11].

Для *золото-медно-порфировых диоритовых* систем базальтоидных ВПП характерно присутствие лишь сопряжённых РФТ – *эпитермального*: стратоидного, жильного и жильно-прожилкового (Ag)-Au-Cu-сульфосолевого (энаргитового, люцит-энаргитового, энаргит-блёклорудного) HS типа, Ag-Au-теллурического IS типа, Au- (Ag-Pb-Zn-Cu)-го LS типа; *мезотермального*: Au-Cu-, Cu- и Fe-скарнового, реже: Au-порфирового, жильного Au-сульфидно-кварцевого и Au-Ag-полисульфидного; *вулканогенного* медного (типа манто); *магматогенного* магнетитового (в габбро-диоритах фанеритовых фаз продуктивных плутогенных формаций).

Молибден-медно-порфировые гранодиорит-монцитовые системы андезитоидных поясов отличаются более разнообразными типами сопряжённого оруденения – эпитермального: стратоидного, жильного, жильно-прожилкового Au-Cu-сульфосолевого (люцит-энаргитового, люцит-теннантитового) HS типа и реже Ag-Au-теллурического IS типа, гнездово-вкрапленного серного; *мезотермального*: Au-порфирового, жильного Au-сульфидно-кварцевого, Au- и Au-Ag-полисульфидного, а также Au-Cu- и Au-Pb-Zn-го скарнового, метасоматического (Au)-Ag-полиметаллического. Среди КМП РМС андезитоидных ВПП нередко полиформационные системы. В их объёме кроме объектов *сопряжённых* РФТ отмечаются месторождения и проявления *совмещённого* типа: сформировавшиеся на более поздних этапах формирования поясов (редкометалльные, оловорудные, (Au)-Ag- и Au-кварцевые и др.), а также древних структурно-вещественных комплексов фундамента ВПП (Pb-Zn стратиформные в карбонатных толщах, реже железорудные магматические и скарновые, Au-Cu-Fe-оксидные, Cu-Zn-колчеданные и колчеданно-полиметаллические). Стратиформные залежи полиметаллических и колчеданных руд в тепловом поле интрузивов продуктивной на Cu-порфировые руды формации частично или полностью регенерированы. Примерами КМП РМС с совмещённой (наложенной)

2. Комплексные медно-порфировые рудно-магматические системы (КМП РМС) базальтоидных и андезитоидных ВПП [5]

Характеристики		Золото-медно-порфировые диоритовые РМС	Молибден-медно-порфировые гранодиорит-монцититовые РМС
Геотектоническая позиция		Базальтоидные ВПП островодужных и рифтовых структур	Андезитоидные ВПП – окраинно-(периокеанические) и внутриконтинентальные
Состав фундамента поясов		Фемический	Сиало-фемический, фемически-сиалический
Рудоносные интрузивные формации		Габбро-диорит-кварцево-диоритовая (плагиогранитная), натриевая	Габбро-диорит-гранодиоритовая, калиево-натриевая, диорит-гранодиорит-монцититовая, натриево-калиевая
Отношение K_2O/Na_2O		0,1–0,4	0,5–1,2
Рудоносные порфировые фазы		Диоритовые, кварцевые диоритовые порфириты, плагиогранит-порфиры	Гранодиорит-порфиры, кварцевые монцитит-порфиры
Значение индекса $S/I = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$, по Дж. Гриффитсу и К. Гудвину, 1982 г.		0,6–0,9	0,7–1,1
Геохимические характеристики, по С. Титли и Р. Бину, 1981 г.: Sr^{87}/Sr^{86}		0,705	0,703–0,710
Рудно-формационные типы медно-порфирового семейства		Аu-Си-порфировый	Аu-Мо-Си-порфировый, Си-Мо-порфировый
Основные и (второстепенные) типичные рудообразующие минералы		Пирит, халькопирит, магнетит, гематит, борнит (пирротин)	Пирит, халькопирит, молибденит, борнит (магнетит, галенит, сфалерит)
Геохимические особенности руд: отношение Cu/Мо в первичных рудах, отношение Cu/Аu, содержание Re в молибдените		250:1 и более, 9000:1–75 000:1, 600–1500 (до 1800)	15–30:1–200:1, 15 000:1–200 000:1, 50–1000 (до 1600)
Состав метасоматических изменений и их зональность (от центра к периферии): К – калишпатизация, Б – биотитизация, Ф – филлизитизация, А – аргиллизация, П – пропицитизация		Ф–Б–П, Ф–А–П, Б–П	К–Б–Ф–А–П, Б–Ф–А–П, Ф–А–П
Месторождения, сопряжённые с медно-порфировыми в объёме единых КМП РМС, сформировавшиеся на разных этапах становления ВПП	Поздний этап	Отсутствуют	Жильные и штокверковые редких металлов и земель, серебра, флюорита, сурьмы и ртути
	Средний этап	Отсутствуют	Жильные и штокверковые: Аu-Аg с ведущей ролью Аg в рудах; Аu-кварцевые, Си-полиметаллические, (Sn)-Аg-полиметаллические, Мо-U, Та-Nb, (Be)-W-Мо, Мо-порфировые; редкометалльные (Мо, W), Sn кварцево-жильно-грейзеновые, скарновые и скарново-грейзеновые

Характеристики		Золото-медно-порфировые диоритовые РМС	Молибден-медно-порфировые гранодиорит-монцитонитовые РМС
Месторождения, сопряжённые с медно-порфировыми в объёме единых КМП РМС, сформировавшиеся на разных этапах становления ВПП	Ранний этап	Эпитермальные стратоидные, жильные и жильно-прожилковые: Ag-Au-Te IS типа, (Ag)-Au-Cu HS типа, Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) LS типа; мезотермальные: Au-Cu-, Cu- и Fe-скарновые, реже: Au-порфировые, жильные Au-сульфидно-кварцевые и Au-Ag-полисульфидные; вулканогенные медные (типа манто); магматические магнетитовые	Эпитермальные стратоидные, жильные, жильно-прожилковые, гнездово-вкрапленные: Cu-Au HS типа, самородной серы, реже Ag-Au-Te IS типа; мезотермальные: Au-порфировые, жильные Au-сульфидно-кварцевые, Au- и Au-Ag-полисульфидные, проксимальные Au-Cu- и дистальные Au-Pb-Zn скарновые, метасоматические (Au)-Ag-полиметаллические, редко боросиликатные стратоидные
Месторождения фундамента ВПП, совмещённые с медно-порфировыми в объёме единых КМП РМС		В базальтоидных островодужных поясах отсутствуют; в рифтовых ВПП – Cu-Zn-колчеданные в перивулканических зонах	Полиметаллические стратиформные, железорудные (магнетит-гематитовые, магнетитовые, медно-титано-магнетитовые) магматические и скарновые, редко: Cu-Zn-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, Au-Cu-Fe-оксидные
Примеры КМП РМС		Вознесенская, Верхнеуральская, Ключевская, Круглогорская, Кияктинская (Россия); Эртсберг, Бату Хайджау, Тумпангпиту, Селодонг, Иланг, Хуу (Индонезия); Багио, Манкайян, Тампакан (Филиппины); Фрида Ривер-Нена, Уафи-Голпу (Папуа – Новая Гвинея); Сепон (Лаос)	Екдэжгычская, Малмыжско-Болонская, Анаджаканская, Пони-Мулинская, Быстринская, Чаплинская, Левинсон-Лессинга, Центрально-Камчатская, Малетойваямская, Сеэрваямская, Медьгорская, Томинско-Березняковская, Янаслорская, Новогодненская, Элькошорская, Ауэрбаховская, Тарутинская (Россия), Алмалыкская (Узбекистан), Коунрадская, Акчатауская, Карагайлы (Казахстан), Речк-Лахоца (Венгрия), Бор, Златно (Сербия), Злата Баня (Словакия), Окно-де-Фьер (Румыния), Панагюрская (Болгария), Андакколо (Чили), Бингхэм Каньон, Супериор, Минерал Парк, Коппер Каньон (США)

металлогенией являются Акчатау-Коунрадская и Акчатауская (Казахстан), с совмещённой (унаследованной) – Центрально-Камчатская (Россия), Алмалыкская (Узбекистан), Карагайлы (Казахстан), Кедабекская (Азербайджан), Бор (Сербия), Панагюрская (Болгария), Бингхэм Каньон (США). При металлогеническом районировании они могут выделяться как комплексные рудные районы (КРР) и узлы (КРУ) [35].

В периокеанических и океанических островодужных базальтоидных ВПП, сформированных на базитовой ЗК, в КМП РМС присутствуют только объекты сопряжённых с медно-порфиоровыми РФТ. Лишь в системах *рифтовых поясов в единичных случаях* (в перивулканических зонах) *отмечаются более древние месторождения* – Cu-Zn-колчеданные и хромитовые. Совместное нахождение МПМ с первыми из них в объёме единых РМС в целом не характерно, что обусловлено автономностью зон развития колчеданосных вулканогенных формаций и следующих за ними ВПА, продуктивных на медно-порфиоровые и сопряжённые руды. Присутствие хромитовых месторождений может наблюдаться только в шовных зонах интенсивных тектонических процессов (надвигов). Пример – Воскресенская КМП РМС, содержащая в блоках базит-гипербазитового субстрата ВПП проявления хромитовых руд [11].

В обстановках с присутствием фемических блоков в субстрате (ЗК переходного типа) андезитоидных ВПП выделенные в их пределах КМП РМС по набору сопряжённых РФТ и содержаниям Au в рудах «сближаются» с золото-медно-порфиоровыми системами базальтоидных ВПП. Примеры – Екдэггычская (Баимская) в России, Алмалыкская в Узбекистане, Пибл в США. Подобная ситуация отмечается и для КМП РМС некоторых базальтоидных поясов – периокеанических, например Новогвинейского и внутриконтинентальных рифтовых, таких как Верхнеуральский, в фундаменте которых имеются сиалические блоки ЗК.

Как следствие, необычно высокие запасы Au в первом случае и промышленно значимые Mo – во втором. Для Au-Mo-Cu-порфиорового месторождения Пибл, например, запасы категорий $C_1 + C_2$ (measured + indicated resources) и прогнозные ресурсы кат. P_1 (inferred resources) в недрах на 31.01.2009 г. составляли [6]: Cu – 36,6 млн т (при среднем содержании 0,30%), Mo – 2,53 млн т (0,015–0,038%), Au – 3042 т (0,32–0,37 г/т). Столь колоссальные запасы и молибдена, и золота обус-

ловлены, по-видимому, положением этого объекта между Центральной и Внутренней (тыловой) зонами мезозойско-кайнозойского подвижного пояса Кордильер Северной Америки. Первая из них, по данным [21, 36], в целом развивалась на континентальном сиалическом основании (с палеопротерозойскими гранито-гнейсами), вторая – на океаническом Прибрежного ВПП с мафическими и ультрамафическими комплексами мантийного происхождения.

Убедительным примером влияния сиалических блоков, присутствующих в субстрате некоторых периокеанических базальтоидных поясов, на состав руд является одно из самых молодых в мире (плейстоценовое – около 1,2 млн лет) Au-Cu-порфиоровое месторождение Ок Теди (Папуа – Новая Гвинея) с запасами и ресурсами [42]: Cu – 5 млн т (среднее содержание – 0,76%), Au – 490 т (1,1 г/т) и Mo – 0,08 млн т (0,011%). Этот объект находится в южном сегменте Новогвинейской островной дуги, наложенном на окраину Австралийской платформы, что отразилось в появлении магматитов повышенной калиевой щёлочности (монцодиоритов, кварцевых монцонит-порфиоров) и значимых содержаний Mo в рудах. Характерно, что расположенные севернее (в Индонезии) и восточнее (в Папуа – Новая Гвинея), в той же дуге, но с преимущественно фемическим основанием, гигантские месторождения того же Au-Cu-порфиорового типа Грасберг (Cu – 24 млн т (0,6%), Au – 2560 т (0,64 г/т)), Фрида Ривер (Cu – 5,52 млн т (0,52%), Au – 329 т (0,31 г/т)) и Йафи-Голпу (Cu – 9 млн т (1,03%), Au – 600 т (0,69 г/т)), сопряжённые с интрузивами тоналитового ряда (хотя монцонитоидные также присутствуют, но менее распространены), практически не содержат Mo. Запасы и содержания металлов всех перечисленных объектов, кроме Ок Теди, даны по БД USGS [40].

Отмеченные выше корреляционные связи между запасами основных полезных компонентов руд, а также между их содержаниями отражают различие в минеральных типах руд (составе основных рудообразующих ассоциаций) месторождений разных РФТ медно-порфиорового семейства. Так, высокая корреляция между запасами Cu, Mo и Ag обусловлена развитием полисульфидного типа руд, характерного для фланговых частей МП РМС с Cu-Mo- и Mo-Cu-порфиоровыми месторождениями андезитоидных ВПП. Он мало распространён в системах с Au-Cu-порфиоровыми месторождениями базальтоидных поясов. Для последних, в свою

очередь, характерны аномально низкие содержания (и запасы) Мо и высокие Ас, отражающие повышенную золотоносность рудоносных магм в островодужных структурах с океаническим типом ЗК.

Краткие описания примеров КМП РМС базальтоидных (Вознесенская (Россия), Бату Хайджау, Эртсгберг (Индонезия); Багио (Филиппины); Фрида Ривер-Нена (Папуа – Новая Гвинея)) и андезитовидных (Ауэрбаховская, Томинско-Березняковская, Екдэжгычская (Баимская), Ольховская, Левинсон-Лессинга, Авачинско-Китхойская, Малетойвайская, Тымлаткая и др. (Россия), Алмалыкская (Узбекистан), Акчатауская (Казахстан), Реч-Лахоца (Венгрия)) поясов были приведены нами в серии статей [11–13, 17]. В настоящей работе дополнительно помещена характеристика отдельных РМС базальтоидных и андезитовидных ВПП с ярко выраженной комплексной металлогенией.

Классическим примером *комплексных Au-Cu-порфировых диоритовых систем надсубдукционных островодужных ВПП с океаническим (базитовым) фундаментом* с «полным набором» возможных типов *сопряжённого* эпитермального благороднометалльного оруденения является *РМС Лепанто – FSE* горнорудного района Манкайян на о. Лусон – в северной оконечности филиппинской островной дуги. Целесообразно дать подробное его описание.

Манкайян – один из самых богатых горнодобывающих регионов Филиппин как с точки зрения разведанных запасов и прогнозируемых ресурсов, так и разнообразия рудно-формационных типов месторождений благородных и цветных металлов. Как и ранее описанный нами [11] рудный район Багио, находящийся в 50 км южнее, он выделен в Филиппинской зоне глубинных внутридуговых разломов, контролировавшей проявления неоген-четвертичного магматизма и генетически связанных с ним Au-Cu-порфировых и сопряжённых эпитермальных Cu-Au и Au-Ag месторождений HS, IS и LS типов. Их геологическое строение, рудно-метасоматическая зональность, минералого-геохимические и изотопно-геохимические характеристики описаны в работах В. Хеденквиста, А. Аррибаса, Г. Корбе, Т. Лича, М. Калдера, Дж. Рейнолдса, Ю. Тарана, З. Чанга, А. Гэйбора и др. [24, 26, 29–31].

РМС Лепанто – FSE включает Au-Cu-порфировые месторождения FSE (Far South East) и Гуинаоанг, рудопроявления того же типа Буаки, Палидан, а также сопряжённые золоторудные эпите-

ральные месторождения: HS (Лепанто), IS (Виктория, Тереза) и LS (Найак, Суйок) типов (рис. 4). Все они генетически связаны с ВПА позднемиоцен-плейстоценового ВПП, сформировавшегося на океанической коре при субдукции Евроазиатской плиты под Филиппинскую, и контролируются глубинным разломом Лепанто с серией сопряжённых разрывных нарушений.

В пределах рудного района выделены 4 основные вулканогенные серии, представленные покровами лав и вулканокластитов, экструзивными куполами и некками андезитового и дацитового составов; на его западном фланге находится многофазный гранитоидный массив, в центре и на юго-западе – не вскрытые эрозией субвулканические интрузивы кварцевых диоритовых и диоритовых порфиринов, с которыми сопряжены Au-Cu-порфировые месторождения FSE и проявления Гунаоанг и Буаки. Возраст выделенных магматических образований определён по геологическим соотношениям, а также результатам датировки различными методами: K-Ar – по роговой обманке, гидротермальному биотиту, алунисту, серициту, молибдениту, Ar-Ar – по плагиоклазу, U-Pb – по цирконам. Все эти образования обладают существенно натровым составом, что характерно для надсубдукционных островодужных поясов.

Вскрытый эрозией и разведочными скважинами субстрат пояса сложен подушечными лавами, лавобрекчиями и туфами базальтов верхней части формации Лепанто (P_2-P_3) и несогласно перекрывающей их вулканокластической толщей (андезитовые брекчии с прослоями песчаников и конгломератов) серии Балили (P_3-N_1). Расположенный к западу крупный массив габбро-диорит-тоналитового комплекса Багон внедрился на поздней стадии накопления вулканитов Лепанто.

На фундаменте с несогласием залегает обширная покровная вулканогенная толща комплекса Имбангуила (N_2-Q), представленная диатремовыми брекчиями и туфами дацитов. Среди них на участке месторождения FSE выделено куполовидное тело дацитовых порфиринов, в наиболее поздних публикациях называемых «диоритовыми» (рис. 5). По геофизическим данным для него установлены два вулканических канала с вертикальными стенками, прослеженные скважинами до глубины 1000 м (до 100 м ниже уровня моря).

Примерно на этой же глубине находится кровля плейстоценового порфирового штока (3 фазы внедрения кварцевых диоритовых и диоритовых

порфиритов), в эндо-экзоконтактовой зоне которого локализовано открытое в 1980 г. месторождение FSE с предполагаемыми ресурсами (inferred resource) меди – 4,5 млн т (при среднем содержании 0,5%) и золота – 616 т (0,7 г/т) в подсчётном блоке между уровнями 500 и -400 м [24]. В апикальной части интрузива установлены оруденелые гидротермально-магматические брекчии. Руд-

ный штокверк рассечён дайкообразным телом поздних магматических брекчий с обломками Au-Cu-порфирировых руд (рис. 6).

Излившиеся аналоги рудоносных интрузивов, судя по публикациям, отсутствуют, что может свидетельствовать о режиме коллизионного сжатия (с перерывом в вулканизме) на рассматриваемом участке земной коры в плейстоцене, обусловленном

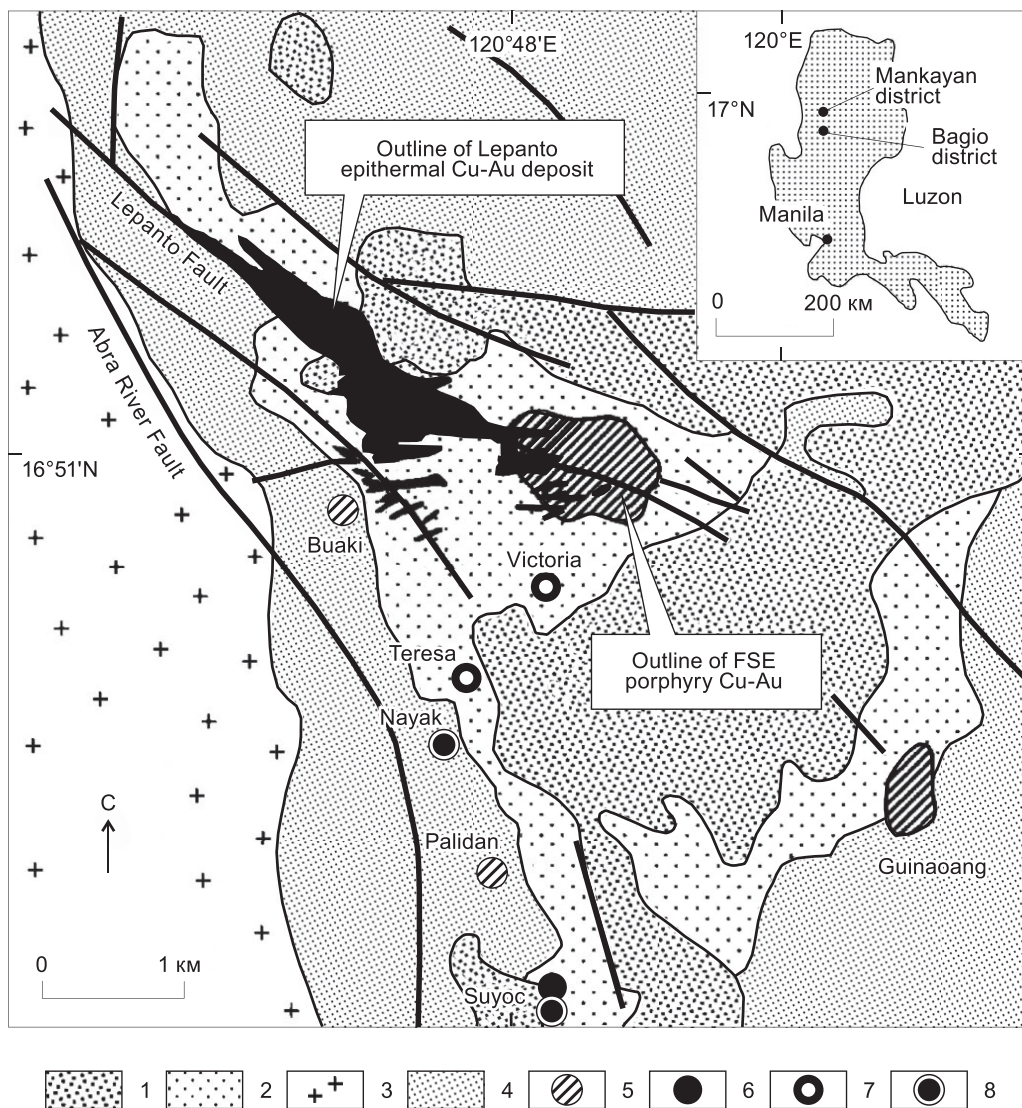


Рис. 4. Схематическая геологическая карта горнорудного района Манкайян (о. Лусон, Филиппины). Комплексная РМС островодужного ВПП, включающая Au-Cu-порфирировые, эпитермальные медно-золоторудные (HS типа) и золото-серебряные (IS и LS типов) месторождения и проявления. По [30] с изменениями:

1 – дациты Бато (Q); 2 – дациты, диоритовые порфириды Имбандуила (N₂); 3 – габбро, диориты, тоналиты Багон (P₂₋₃); 4 – породы фундамента ВПП(K₂-N₁); месторождения (с проекциями рудных тел Лепанто, FSE и Гунаоанг на дневную поверхность) и рудопроявления: 5 – Au-Cu-порфирировые, 6 – Cu-Au HS типа, 7 – Au-Ag IS типа, 8 – Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) LS типа

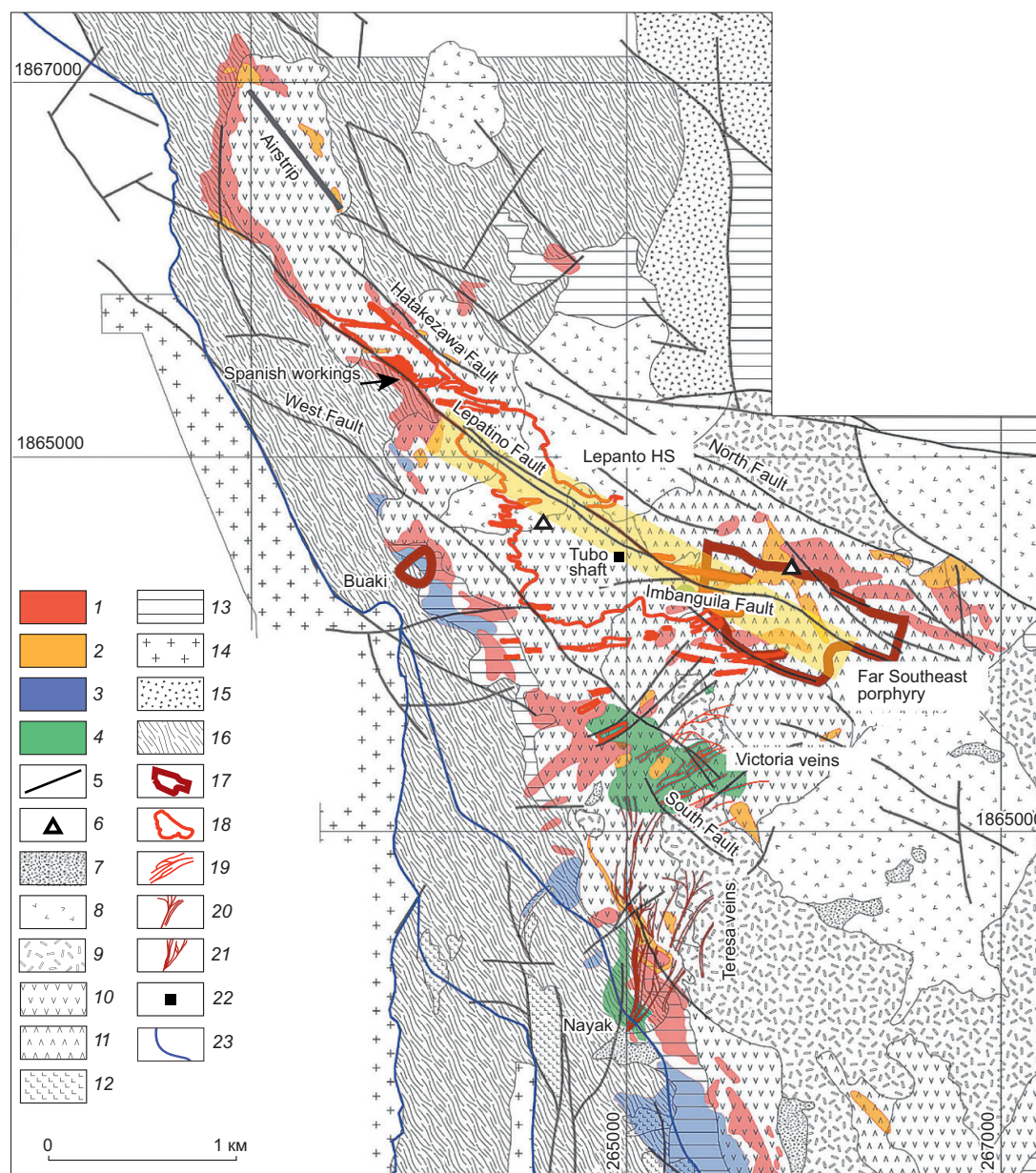


Рис. 5. Геологическая карта центральной части горнорудного района Манкаян (о. Лусон, Филиппины) с отображением: вулканических, субвулканических и плутоногенных комплексов; зон гидротермально-метасоматических изменений; проекций рудных тел месторождений Лепанто, FSE и Буаки; Au-Ag жил IS типа Виктория и Тереза. По [29] с изменениями и дополнениями:

1 – остаточный кварц ± кварц-алунит ± пирит; 2 – диксит ± каолинит ± пирит; 3 – серицит-иллит ± мусковит ± альбит + пирит ± штокверки; 4 – иллит и (или) смектит + пирит; 5 – разломы; 6 – брекчии; 7 – туфы Ланпанган; 8 – туфолавы, туфы дацитов Бато; 9 – дацитовые порфиры Бато; 10 – дацитовая пирокластическая серия Имбангуила; 11 – диоритовые порфиры Имбангуила; 12 – кварцевые диоритовые порфиры; 13 – лавобрекчии андезитов Балили; 14 – габбро-диорит-тоналитовый комплекс Багон; 15 – вулканокластическая серия Апаоан; 16 – метавулканы Лепанто (лавы и туфы базальтов); 17–21 – месторождения (проекции рудных тел на дневную поверхность): 17 – Au-Cu-порфировые FSE и Буаки, 18–21 – эпитермальные медно-золоторудные и золото-серебряные: 18 – Cu-Au HS типа – Лепанто, 19–20 – Au-Ag жильные IS типа: 19 – Виктория, 20 – Тереза, 21 – Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) жильное LS типа – Найак; 22 – Шахта Табо; 23 – реки; лимонно-жёлтой полосой показана область опробования (в продольном разрезе месторождений Лепанто – FSE) при изучении химического и изотопного состава сульфатных и сульфидных минералов руд

субдукцией асейсмичного океанического хребта Скарборо Евроазиатской плиты под Филиппинскую. Такая обстановка способствует возникновению мощных неглубоко залегающих флюида насыщенными магматических очагов и накоплению металлов, что является главным условием формирования крупных МПМ [4, 25, 39 и др.]. Именно в этой области филиппинской островной дуги расположены Au-Cu-порфировые и эпитермальные Cu-Au и Au-Ag месторождения главных горнодобывающих районов Багио и Манкайян.

Наиболее молодые в районе дациты (лавы, туфобрекчии, туфы) комплекса Бато (Q) – покровы и купола, занимающие значительную площадь района, – практически не затронуты гидротер-

мально-метасоматическими и рудными процессами и большинством исследователей отнесены к пострудным.

К северо-западу от месторождения FSE, вдоль зоны разлома Лепанто на расстояние до 4 км прослежена зона развития передовых аргиллизитовых изменений (литокап), к которой приурочено крупное Cu-Au (золото-энаргитовое) месторождение HS типа Лепанто с запасами (по состоянию на 1995 г.): Cu – 0,73 млн т (при среднем содержании 2,2%), Au – 115 т (3,5 г/т), Ag – 393 т (10,7 г/т). Разработка этого объекта на медь началась ещё до конца XVI столетия, а промышленная на Cu, Au и Ag – с 1936 г. Месторождение Лепанто, а также расположенные южнее Au-Ag жилы IS типа Виктория

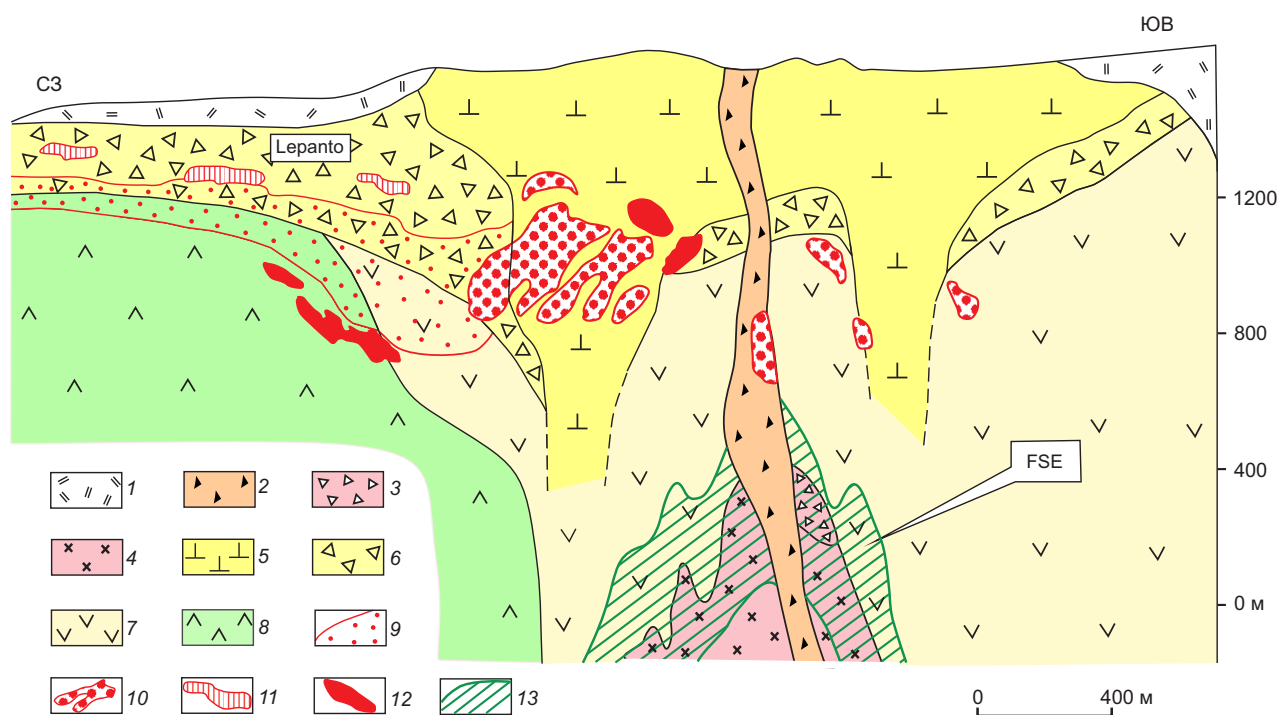


Рис. 6. Модельный разрез РМС Лепанто – FSE горнорудного района Манкайян (Филиппины). Составлен по [24, 26, 30]:

1 – дациты (лавы, туфобрекчии, туфы) комплекса Бато (Q); 2 – магматические брекчии (Q); 3–4 – рудоносный порфировый шток месторождения FSE (Q): 3 – брекчии с гидротермальным цементом, 4 – кварцевые диоритовые и диоритовые порфиры (три фазы внедрения); 5–6 – комплекс Имбангуила (N₂-Q): 5 – дацитовые (диоритовые) порфиры, 6 – пирокластическая дацитовая серия (диатремовые брекчии, туфы); 7–8 – комплексы субстрата ВПП: 7 – вулканокластическая серия Балили (андезитовые брекчии с прослоями песчаников и конгломератов, P₃-N₁), 8 – метавулканыты верхней части разреза формации Лепанто (лавы, лавобрекчии и туфы базальтов, P₂-P₃); 9–12 – эпитермальные Au-Cu (золото-энаргитовые) руды HS типа: 9–11 – с содержанием усл. Cu > 2,5 %: 9 – вкрапленные, 10 – штокерковые, 11 – стратоидные, 12 – штокерковые с содержанием Au > 4 г/т; 13 – Au-Cu-порфировые (халькопирит-борнитовые) с содержанием усл. Cu > 1,0 %

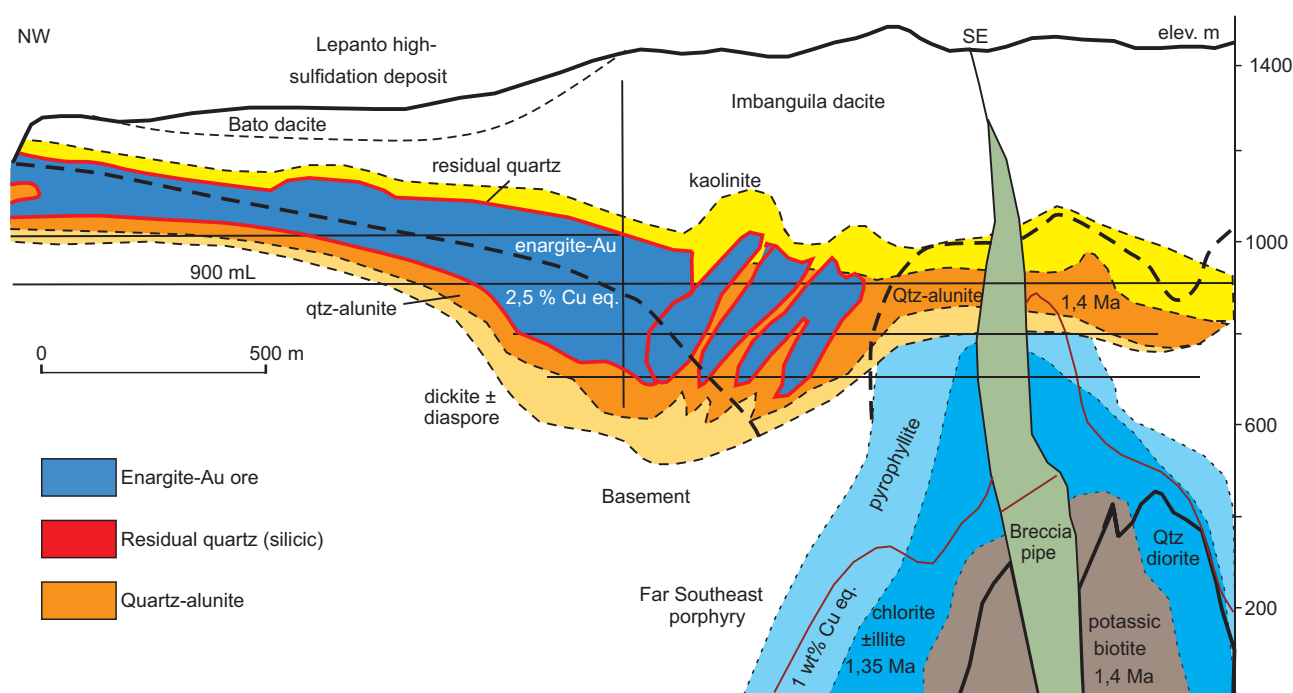


Рис. 7. Модель метасоматической зональности РМС Лепанто – FSE в продольном сечении. По [31]:

толстым пунктиром показана линия поверхности фундамента ВПП (в плоскости разлома Лепанто) – структурного и стратиграфического несогласия, контролировавшего вместе с перекрывающей проницаемой вулканокластической толщей направленность течения растворов и в итоге определившего морфологию и строение зоны передовой аргиллизации (литокапа); пояснения в тексте

и Тереза (в сумме 80 т Au при ср. сод. 7,3 г/т) и Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) жилы LS типа Найак и Суйок сформировались в результате близповерхностных гидротермальных процессов, сопровождающих становление находящегося на глубине крупного интрузивного массива, в эндо-экзоконтактовых зонах выступов-апофиз которого образовались Au-Cu-порфировые месторождения FSE и Гуинаоанг, рудопроявления того же типа Буаки и Палидан.

Cu-Au руды месторождения Лепанто вмещает полого залегающее линзообразное тело остаточного кварца, сопровождаемое ореолом кварц-алунитовых (с пиритом) и каолинит-диаспор-диккитовых изменений (см. рисунки 5, 7). Контур промышленной минерализации «охватывает» наиболее мощную (с раздувами) часть этого тела на расстоянии до 2 км от порфирового интрузива FSE – источника рудоносных флюидов. Штокверковые (прожилково-вкрапленные), стратоидные и вкрапленные Cu-Au руды представлены в основном медно-мышьяковыми сульфидами – преобладаю-

щим энаргитом и лузонитом, реже встречающимся халькопиритом и золото- и серебросодержащими минералами [29].

Для Au-Cu-порфирового месторождения FSE установлена типичная для золото-медно-порфировых диоритовых систем зональность, соответствующая «диоритовой» модели В. Холлистера [32]. В направлении от порфирового штока во вмещающие породы зона ранних калиево-кремниевых изменений (биотитовая с вкрапленностью магнетита и ранними кварцевыми жилами с ангидритом, магнетитом, биотитом) сменяется наложенной на неё филлизитовой (серицит-иллит-хлорит-альбитовой с пиритом). Последняя вмещает штокверковые высокосортные халькопирит-борнитовые с золотом руды, прожилковые – (борнит)-халькопиритовые (практически без жильного сопровождения) и самые поздние пирит-ангидрит-кварцевые. На периферии – пропилитовая зона с рассеянной пиритовой вкрапленностью (пиритовый ореол).

По данным определения абсолютного возраста [24], биотит внутренней зоны и алунит литокапа образовались близсинхронно ~1,45 млн лет назад, а белая слюда («white mica»), являющаяся переходной к пирофиллиту (в основном – иллит и серицит), ~1,3–1,35 млн лет назад. Продолжительность формирования РМС, вмещающей в своих внутренних (осевых) и внешних (периферийных) частях объекты различных РФТ, оценивается в 100–200 тыс. лет. Её эволюция реконструирована В. Хеденквистом с соавторами [24, 29, 31] с использованием данных термобаро-геохимических и изотопно-геохимических (по S) исследований сульфатных и сульфидных минералов и может быть представлена следующим образом.

После внедрения в олигоцен-плейстоценовую вулканогенную толщу трёх штоков диоритовых порфириров (мощность вскрыши над ними в этот момент оценивается примерно в 2 км) около 1,4 млн лет назад преимущественно в их апикальных частях под воздействием гиперсолёных растворов (рассолов), поднявшихся из магматического очага, произошли ранние высокотемпературные калиево-кремниевые преобразования. На горизонтах вблизи уровня моря возникла биотитовая зона с убогой непромышленной минерализацией ($Cu \leq 0,5\%$ и $Au \leq 0,5$ г/т) *первой (ранней) стадии рудообразования*, в то время как из кислых конденсатов магматического пара, отделившегося от «тяжёлого» магматического рассола и «проникшего» на северо-запад вдоль разлома Лепанто до уровней 650–700 м и выше, в результате интенсивного кислотного выщелачивания вулканитов среднего и основного состава комплексов Имбангуила, Балили и Лепанто образовалась близповерхностная безрудная аргиллизитовая зона (литокап) с линзовидным телом остаточного кавернозного кварца. Основной объём этой зоны сложен кварц-алунитовыми с пиритом метасоматитами, которые в нижних контактах сменяются диаспор-диккитовыми или хлорит-монтмориллонитовыми (в зависимости от исходного состава вулканитов вышеназванных комплексов), а в верхних и боковых – каолинит±диккитовыми. По данным изучения газовой-жидких включений и изотопного состава S алунита и пирита первой стадии, температура этих кислых растворов над месторождением FSE составляет ~300–400 °C при pH – 2–1 ($H_2S:SO_4$ в среднем ~2:1), а в литокапе – $T < 250$ °C при pH – до 0,7 (рис. 8).

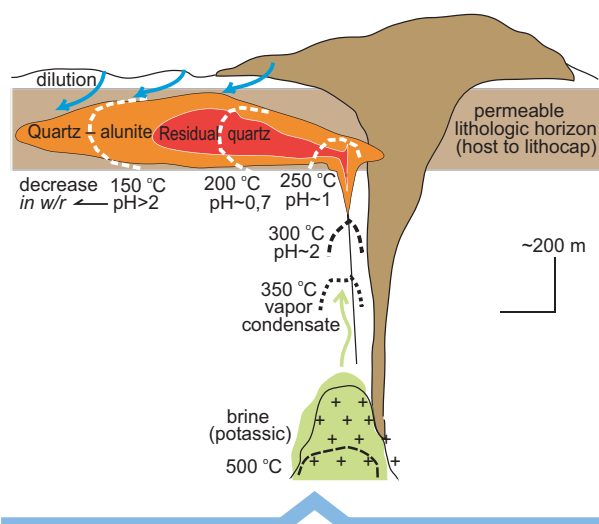


Рис. 8. Модельный разрез РМС Лепанто – FSE с полого-залегающей зоной интенсивного кислотного выщелачивания высокопроницаемых вулканокластических пород. По [31]:

показаны: линза «остаточного» кварца с кварц-алунитовым ореолом; изолинии температур и изменения значений pH флюидного потока; направленность течения магматических флюидов (стрелка салатового цвета) и активизированных метеорных вод (голубые стрелки); пояснения в тексте

При остывании интрузива, сопровождаемого дефлюидизацией, до температуры 400 °C и ниже в его эндо-экзоконтактах образовалась филлизитовая зона. Серицит-иллит-хлорит-альбитовая с пиритом метасоматическая ассоциация была наложена на раннюю биотит-магнетитовую. Из высококонцентрированных растворов ($H_2S:SO_4 \sim 10:1$) отложились штокверковые высокосортные халькопирит-борнитовые с Au и прожилковые (борнит)-халькопиритовые руды *второй стадии*. Халькопирит ± борнит заместили более ранний пирит; по ним в свою очередь развились халькозин, дигенит и (или) ковеллин. Золото присутствует в основном в борните в виде мелких (<10–20 мкм) самородных выделений (Ag 8–15%) и теллуридов – креннерита и петцита. Дальнейшее понижение температуры и проникновение в систему метеорных вод, активизированных в тепловом поле плутона, привели к росту кислотности растворов и отложению из них пирит-ангидрит-кварцевых прожилковых руд *третьей (поздней) стадии*.

Отделявшаяся от рассолов флюидная фаза, несущая Cu, Au и Ag, при подъёме и последующем латеральном течении по литокапу окислялась

($H_2S:SO_4 \sim 1:4$) из-за вскипания (вследствие избыточного газового давления) и разбавления метеорными водами. Такие условия привели к отложению сульфидов HS типа *второй стадии* – преобладающего энаргита и лузонита, а также Au и Ag. Образовались вкрапленные, прожилково-вкрапленные и стратоидные золото-энаргитовые руды месторождения Лепанто с исключительно высокими содержаниями Cu и Au.

Температура у подошвы литокапа в этот период составляла ≥ 300 °C, в его внутренней части – < 250 °C, на выклинивании рудного тела Лепанто (примерно в 2 км к северо-западу от месторождения FSE) около – 200–150 °C (см. рис. 8). По мере остывания рудоносного интрузива (затухания теплового источника и снижения гипсометрического уровня циркуляции растворов) изотермы 300 и 200 °C, рассчитанные по изотопному составу S и температурам гомогенизации флюидных включений для первой и второй стадий минералообразования, со временем сместились в сторону «ядра» PMC – порфирирового месторождения FSE на 500 м по латерали и примерно на столько же по вертикали [29, 31].

Характерная особенность описанной PMC – линзовидная форма полого залегающего литокапа, развитого не непосредственно над интрузивом и сопряжённым с ним порфирировым месторождением, а на «плече» системы. Подобная морфология зон передовой аргиллизации с развитием на дальние фланги (до нескольких км) систем отмечалась В. Хеденквистом и др. [30], Г. Корбе и Т. Личем [26], Р. Силлитоу [39], М. Мариано с соавторами [34] во многих рудных районах как островодужных базальтоидных ВПП (Бату Хайджау, Тумпангпиту, Иланг в Индонезии, Фрида Ривер – Нена в Папуа – Новая Гвинея и др.), так и андезитовидных окраинно-континентальных поясов (Андаколло, Рефуджио в Чили, Речк–Лахоца в Венгрии, Янакоча – в Перу и др.). Основными факторами, приводившими к латеральному смещению литокапа относительно оси систем (рудоносных порфирировых штоков), являлись небольшие гидравлические градиенты на малых глубинах и литолого-структурный контроль флюидного потока. Высокотемпературный паровой плюм, восходивший от охлаждающегося и кристаллизующегося интрузива, при пересечении поверхностей структурных несогласий и (или) высокопроницаемых горизонтов – вулканокластических толщ (туфов, туфолов, лавобрекчий) – изменял свою вертикаль-

ную направленность на субгоризонтальную, «растекаясь» по латерали. Как показано для PMC Лепанто – FSE, кислотность флюидов в начале латерального потока возрастала, достигая максимума (pH 1,0–0,7) при температурах от 250 до 200 °C, затем при дальнейшем течении и падении температуры до 150 °C и ниже постепенно снижалась (pH $> 2,0$). При температуре < 200 °C, высоких водно-породных отношениях (w/t $> 10:1$) и активности H_2SO_4 ($SO_2 \gg H_2S$) алунит растворялся; устойчивыми были лишь кварц и пирит. Происходило наиболее интенсивное выщелачивание пород с образованием залежи остаточного кварца. В этой области наблюдается раздув мощности литокапа. При достижении потоком периферийных участков системы реакционная способность растворов снижалась (w/t – с 10:1 до $\sim 2:1$) из-за разбавления метеорными водами. Алунит снова становился стабильным; вокруг кварцевой залежи возник кварц-алунитовый ореол, в приподошвенной части литокапа сменяющийся диаспор-диккитовыми и хлорит-монтмориллонитовыми метасоматитами, а в прикровельной и боковых – каолинит±диккитовыми.

Подобные явления (рост, а затем снижение кислотности, то есть химической активности растворов) происходили и на главной (второй) стадии рудообразования, когда лёгкие летучие компоненты с Cu, Au и Ag, отделившиеся от высокоплотных концентрированных рассолов, из которых на глубине (в эндо-экзоконтактной зоне интрузива) образовались Au-Cu-порфирировые руды месторождения FSE, сначала сформировали Au-энаргитовые руды HS типа («высокой сульфидизации») месторождения Лепанто в залежи остаточного кварца аргиллизитовой зоны, а затем, при дальнейшем течении по высокопроницаемой толще на фоне снижающейся кислотности (реакционной активности) при смешивании со всё большими объёмами метеорных вод, Au-Ag руды IS («средней сульфидизации») и Au-(Ag-Pb-Zn-Cu) руды LS («низкой сульфидизации») типов. К последним двум типам относятся жилы Виктория и Тереза, Найак и Суйок, расположенные к югу от месторождения FSE.

Всесторонне описанная в публикациях В. Хеденквиста с соавторами [24, 29–31] PMC Лепанто – FSE является, пожалуй, самым наглядным примером комплексных систем островодужных ВПП (с базитовым субстратом) с «полным набором» эпитеpmальных Cu-Au и Au-Ag месторождений

разной степени «сульфидизации», сопряжённых с Au-Cu-порфировым месторождением. Установленные в горнорудном районе Манкайян пространственно-временные соотношения разнотипного оруденения, генетически связанного с единым магматическим очагом в океанической ЗК, а также латеральная металлогеническая зональность характерны для многих РМС (рудных районов) базальтоидных поясов *островных дуг* ЮВ Азии: Багио, Атлас и Суригао – *Филиппинской*; Бату Хайджау, Тумпангпиту, Селодонг, Иланг и Хуу – *Санда* (Индонезия); Фрида Ривер–Нена, Уафи–Голпу, Эртсберг – *Новогвинейской*. Подобные соотношения порфировых и сопряжённых эпitherмальных благороднометалльных месторождений HS и IS типов отмечаются также в некоторых РМС с Au-Mo-Cu-порфировыми месторождениями андезитовидных поясов с сиало-фемическим фундаментом: Екдэргычской (Баимской), Малмыжско-Болонской (Россия); Алмалыкской (Узбекистан); Андакколо, Рефуджио (Чили); Янакоча (Перу); Речк-Лахоца (Венгрия).

В качестве примеров **комплексных Си-порфировых диоритовых систем базальтоидных ВПП, сформировавшихся в рифтовых структурах**, можно привести Вознесенскую и Верхнеуральскую в Ирендыкском и Верхнеуральском ВПП.

Названные пояса, а также другие палеозойские базальтоидные ВПП Урала – Именновский, Новоалексеевский и Гумбейский, входящие в состав Тагильско-Магнитогорской провинции, – сформированы непосредственно после становления колчеданосных базальтоидных формаций на поздних стадиях заполнения рифтовых зон. Образующие их ВПА слагают протяжённые вулканические гряды, сходные по строению с барьерными зонами островных дуг [16].

Ирендыкский ВПП ($D_1-D_2e_2$), выделенный в Западно-Магнитогорской структурно-формационной зоне (СФЗ), сложен вулканитами базальт-андезитобазальтовой формации (ирендыкская свита D_1-D_2e). Интрузивные комагматы вулканитов слагают небольшие штокообразные тела и дайки, принадлежащие салаватскому и кураганскому комплексам (D_2e_2) габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Породы обеих формаций образуют ВПА, продуктивную на медно-порфировые и золото-сульфидно-кварцевые руды. В качестве наиболее перспективной на эти типы руд рассматривается Северо-Ирендыкская металлогеничес-

кая зона (МЗ), охватывающая северный и западный фланги пояса. Здесь в выступах фундамента присутствуют многочисленные интрузивные массивы рудоносного салаватского комплекса и связанные с ними небольшие по запасам медно-порфировые месторождения (Салаватское, Вознесенское и др.), а также мелкие месторождения золото-известково-силикатной, золото-сульфидно-кварцевой (Красная жила), золото-сульфидной (Малый Каран) и золото-порфировой (Тыелгинское, Наилинское) формаций. В ряде случаев они принадлежат МП РМС, в объёме которых отмечаются как сопряжённые с медно-порфировым, так и унаследованные, то есть принадлежащие субстрату ВПП, типы оруденения. При металлогеническом районировании такие системы выделяются как **комплексные рудные узлы (КРУ)**.

Одним из них является **Вознесенский КРУ**, приуроченный к крупному выступу фундамента в западной перивулканической зоне Ирендыкского ВПП (рис. 9). Выступ сложен породами силурийского известково-кремнисто-диабазового комплекса с телами ультрабазитов, трассирующими зону Главного Уральского разлома. Он представляет собой магматогенное поднятие длительного унаследованного развития с плутонами среднедевонской рудоносной габбро-диорит-плагиогранитовой и позднепалеозойской габбро-гранодиорит-сиенитовой формаций. Рудный узел включает проявления хромитов, медноколчеданных руд и золота известково-силикатной формации фундамента ВПП, а также медно-порфировые, золото-сульфидно-кварцевые и золото-сульфидные проявления и мелкие месторождения, сформировавшиеся при становлении самого пояса.

Вознесенское Mo-Cu-порфировое проявление, изученное в разные годы С. В. Суриным, В. Б. Шишаковым, А. И. Грабежеевым, А. В. Андреевым и другими исследователями, приурочено к восточному флангу одноимённого диорит-плагиогранитового массива салаватского комплекса. В его составе преобладают диориты; более поздние плагиогранит-порфиры представлены крутопадающими дайками. Прожилково-вкрапленная и жильно-прожилковая халькопирит-пиритовая (с борнитом и молибденитом) минерализация (кварцевый штокверк) со средними содержаниями Cu – 0,55%, Mo – 0,008% распространена в метасоматитах альбит-хлорит-серицит-кварцевого состава. В существенно кварцевых их разностях отмечается наиболее богатая медная минерализация.

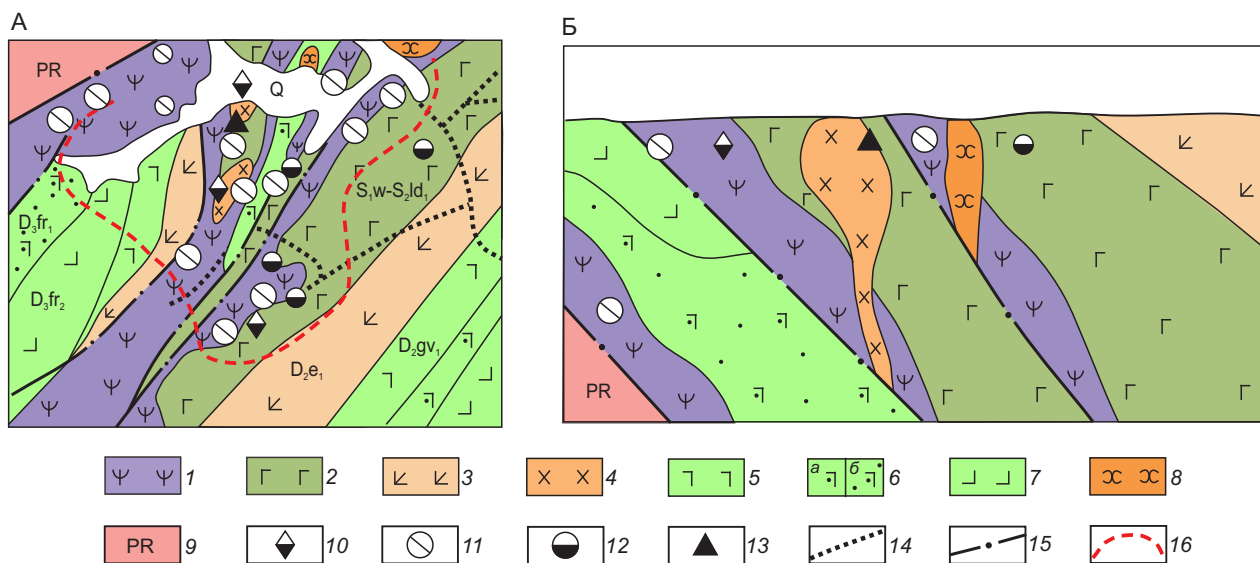


Рис. 9. Модель Вознесенской РМС: А – в плане, Б – в идеализированном разрезе:

1–4 – комплексы раннесилурийско-раннеэйфельского магматического цикла и их металлогеническая характеристика: 1 – гипербазитовый с проявлениями хромитов и золота известково-силикатной формации, 2 – известково-кремнисто-диабазовый с проявлениями колчеданной минерализации, 3–4 – Ирландского ВПП: 3 – базальт-андезитбазальтовый со стратоидными золото-сульфидными рудами в низах разреза, 4 – салаватский габбро-диорит-плагиигранитный, продуктивный на медно-порфиоровые и золото-сульфидно-кварцевые руды; 5–8 – образования живет-франского магматического цикла: 5 – базальт-риолитовый, 6 – базальт-андезит-дацит-риолитовый (а – вулканогенный, б – вулканогенно-осадочный), 7 – базальт-андезитбазальтовый, 8 – габбро-монцит-сиенитовый, рудообразующий для части месторождений золота в серпентинитах; 9 – протерозойский метаморфический комплекс Центрально-Уральского поднятия; 10–14 – типы оруденения: 10 – хромитовое, 11 – золотое разной формационной принадлежности, 12 – медноколчеданное, 13 – медно-порфиоровое (Вознесенское рудопроявление), 14 – россыпи золота; 15 – основные разломы; 16 – контур Вознесенской РМС

Меднорудное тело, околонтуренное в центральной части массива и его восточном экзоконтакте по бортовому содержанию 0,2%, конформно дайкам плагиигранит-порфиоров и протягивается вдоль них в близмеридиональном направлении на 600 м при мощности 150–200 м. На верхних горизонтах руды окислены [1].

В контурах магматогенного поднятия, вмещающего Вознесенское медно-порфиоровое проявление, размещены также небольшие золоторудные месторождения и проявления (Камышканское, Большой и Малый Каран, Каменное), изучавшиеся Н. И. Бородаевским, Р. О. Берзоном, П. Г. Кучеревским и др. Во времени и пространстве они связаны с магматами рудоносной ВПА Ирландского пояса. Штокверковые и жильные золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые объек-

ты (Большой Каран и др.) локализованы в диоритовых порфиритах и породах их рамы, а залежи вкрапленных золото-кварц-сульфидных руд в альбит-слюдяных и альбит-хлоритовых сланцах (Камышканское, Малый Каран) – в туфогенно-осадочных породах, залегая с ними согласно (с близвертикальным падением). К телам альбититов приурочены золотоносные «лестничные» кварцевые жилы.

Вознесенский КРУ с медно-порфиоровыми и сопряжёнными с ними золоторудными объектами, образовавшимися при становлении андезитбазальт-диоритовой ВПА Ирландского базальтоидного ВПП, а также с хромитовыми, медноколчеданными и золоторудными проявлениями его фундамента является «эталонным» для комплексных МП РМС базальтоидных поясов Южного Урала.

Верхнеуральский ВПП (D_3-C_1) прослеживается в виде нескольких магматических ареалов в области сочленения Восточно- и Центрально-Магнитогорской СФЗ Южного Урала. В его строении участвуют две ВПА (В. М. Мосейчук и др., 2000 г.). Ранняя нормальнощелочная ВПА (D_3) образована вулканитами базальт-андезиобазальтовой формации в объёме аблязовской толщи и плутонитами погорельского габбро-(диоритового) комплекса, продуктивного на медно-титаномагнетитовые руды. Поздняя субщелочная верхнеуральская ВПА ($D_3 fm-C_1$) состоит из трахибазальт-трахиандезиобазальтовой (новоивановская и бугодекская свиты, $D_3 fm_1$), трахиандезит-трахидацитовая (шумилинская свита, $D_3 fm-C_1 t$), габбродиорит-монцонит-сиенитовой (верхнеуральский комплекс) и грано-сиенит-гранитовой (северокассельский комплекс) формаций. Повышенная калиевая щёлочность магматитов обусловлена особенностями состава фундамента пояса, в котором присутствуют сиалические блоки. Рудоносность поздней ВПА выражается приуроченностью к плутонитам верхнеуральского комплекса Мо-Си-порфировой, золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой минерализации.

Верхнеуральский КРУ выделен в пределах магматогенного поднятия, сложенного наиболее древними в районе породами колчеданосных формаций живета-раннего франа с интрузивными массивами погорельского, верхнеуральского и северокассельского комплексов (рис. 10). С запада, севера и юга ядерная плутоногенная зона обрамлена комагматичными вулканитами, выполняющими периферические компенсационные депрессии. В контурах узла сосредоточены медно-титаномагнетитовое, Мо-Си-порфиоровое и золоторудные проявления и мелкие месторождения.

Погорельское медно-титаномагнетитовое проявление представлено окварцованными и эпидотизированными габбро погорельского комплекса с прожилковой и вкрапленной минерализацией, представленной титаномагнетитом, ильменитом, пирротинном, халькопиритом, борнитом, ковеллином, сфалеритом. В девяти небольших штокверковых зонах, прослеженных на глубину в несколько десятков метров, содержание (в %) Си достигает 1,1, Zn – 0,22, TiO_2 – 0,83 и V_2O_5 – 1,6.

Верхнеуральское проявление Мо-Си-порфиоровых руд, изучавшееся А. Г. Гаевым, Д. Н. Салиховым, О. В. Мининой и др. исследователями, приурочено к западной части одноимённого интрузива

рудноносного верхнеуральского комплекса (D_3), сложенного кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, умереннощелочными оливиновыми габбро и лейкогаббро, сиенитами и кварцевыми сиенитами. Штокверковые Мо-Си руды с содержаниями Си – 0,1–0,2 и Мо – 0,001–0,004 % локализованы в интенсивно альбитизированных, калишпатизированных, серицитизированных и окварцованных порфиоровидных кварцевых монцодиоритах второй фазы названного комплекса [15].

Минерализованная зона занимает в плане около 80 % площади штока кварцевых монцодиоритов, не выходя во вмещающие диориты. До глубины около 100 м развита зона окисления и вторичного обогащения с халькозином, борнитом и ковеллином. Содержание Си в ней – от 0,1 до 0,5 %, Мо – от 0,0001 до 0,02 %, Au – не более 0,2 г/т, Ag – до 5 г/т.

В эндоконтактах Верхнеуральского интрузива – в трубообразных брекчиевых телах и линзах существенно кварцевых метасоматитов, развитых по вмещающим породам, – локализована золото-полисульфидная минерализация, характерная для внешних зон МП РМС. Самым крупным объектом является Верхнеуральское золоторудное месторождение одноимённого рудного поля (РП), где в 20 отработанных жилах содержания Au варьировали от 1 до 70 г/т, при средних от 6 до 16 г/т. В обрамлении Северокассельского интрузива оконтурены Северокассельское, Чернореченское и Нижегородское РП. На первом из них содержание Au в кварцевых жилах и золото-сульфидно-кварцевых штокверках составляло от 1–15 до 40–60, участками до 1029 г/т. Ассоциация отмеченных золоторудных проявлений с плутонитами верхнеуральской ВПА, продуктивными на медно-порфиоровые руды, позволяет рассматривать Верхнеуральский КРУ как медно-порфиоровую РМС с комплексной металлогенией. Установленные на Верхнеуральском РП комплексные площадные литохимические ореолы Ag, Au, Си, а на Северокассельском – Мо и Си, подтверждают их принадлежность к периферической части МП РМС.

К *Си-Мо-порфировым монцонитовым и Ау-Мо-Си-порфиоровым гранодиоритовым РМС андезитовидных периокеанических и внутриконтинентальных ВПП на ЗК переходного (сиалофемического) и континентального (фемическисиалического) типов* относится большинство известных систем с комплексной металлогенией (см. табл. 2), описанных во многих публикациях,

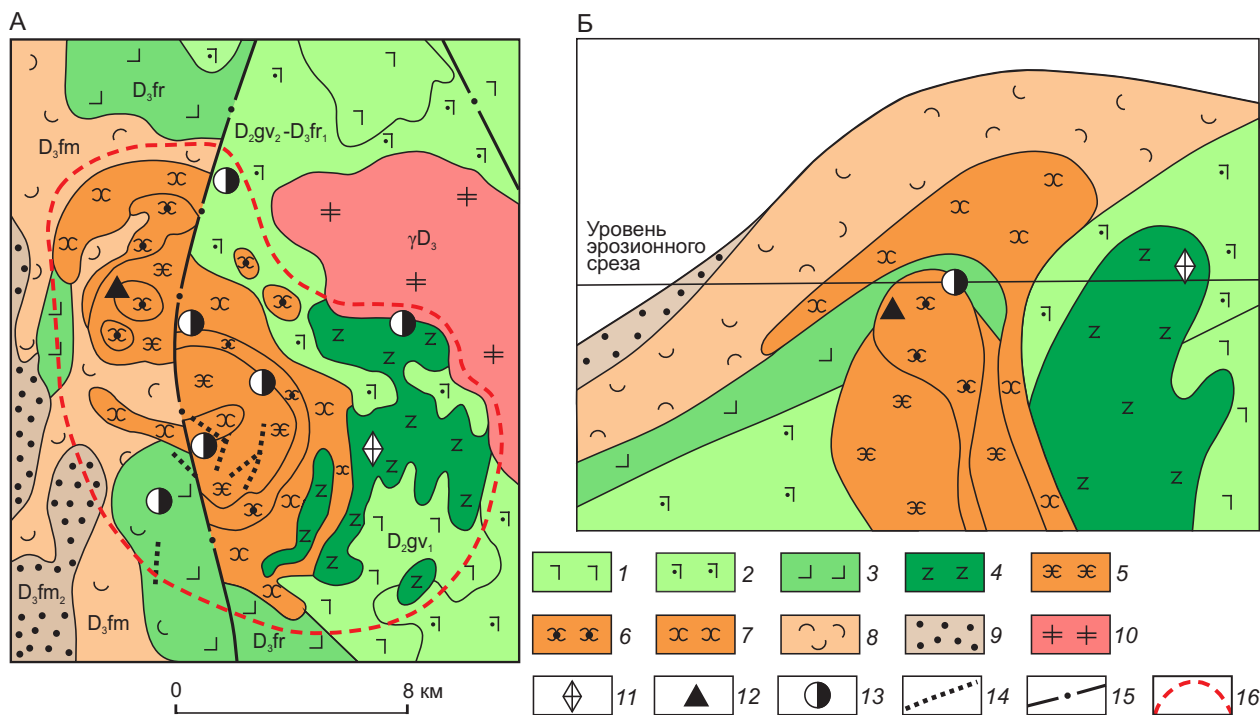


Рис. 10. Модель Верхнеуральской РМС: А – в плане, Б – в идеализированном разрезе:

1–10 – комплексы живет-фаменского магматического цикла и их металлогеническая характеристика: 1–2 – колчеданосные: 1 – базальт-риолитовый, 2 – базальт-андезит-дацит-риолитовый, 3 – базальт-андезибазальтовый, 4 – погорельский габбро-диоритовый, продуктивный на медно-титаномагнетитовое оруденение, 5–8 – Верхнеуральского ВПП: 5–7 – верхнеуральский, продуктивный на молибден-медно-порфировое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение: 5 – субщелочные габбро и монцониты, 6 – субщелочные диориты, кварцевые монцониты и монцодиориты, 7 – сиениты и кварцевые сиениты, 8 – трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовый, 9 – известняково-терригенный, 10 – гранодиорит-гранитовый; 11–14 – типы оруденения: 11 – медно-титаномагнетитовое, 12 – молибден-медно-порфировое, 13 – золото-сульфидно-кварцевое и золото-кварцевое, 14 – россыпи золота; 15 – основные разломы; 16 – контур Верхнеуральской РМС

в том числе и в нашей недавней статье [11]. Среди них встречаются системы не только с сопряжённой, но и с **совмещённой (унаследованной) металлогенией**: Ауэрбаховская и Центрально-Камчатская (Россия); Алмалыкская (Узбекистан); Кунрадская, Акчатауская, Карагайлы (Казахстан); Бор (Сербия); Бингхэм Каньон, Супериор (США) и др. В качестве примеров приведём описания первых двух из них.

Ауэрбаховский рудный район, эквивалентный крупной одноимённой КМП РМС, является одним из наиболее «насыщенных» разнообразной металлогенией. Здесь на площади около 400 км² сосредоточено несколько десятков месторождений магнетитовых, медных и золотых руд разных РФТ, в том числе знаменитые Турьинские рудники – Васильевский, Николаевский, Пер-

шинский, Суходойский и Фроловский, разработка которых началась ещё в XVIII столетии, когда в 1758 г. на берегу реки Турьи купцом Максимом Походяшиным началось строительство первого из них [20].

РМС выделена в центральном звене Ивдельско-Краснотурьинского андезитоидного ВПП Тагильско-Магнитогорской провинции Урала. Этот пояс сформировался в эйфеле в восточной прибортовой части Тагильского рифта в зоне влияния Серовско-Маукского глубинного разлома с телами базитов-гипербазитов. Рудоносной является краснотурьинско-ауэрбаховская ВПА пражско-раннеэйфельского возраста – вулканы андезибазальт-андезитовой формации (в объёме краснотурьинской свиты, D₁) и плутониты габбро-диоритового ряда ранних фаз ауэрбаховского

габбро-диорит-гранодиорит-гранитового комплекса ($D_1-D_2e_1$).

Основание пояса слагают вулканиты трахиандезитовой формации, которая «фиксирует» субплатформенный режим. Ещё ниже залегают островодужные толеиты, с которыми ассоциируют медноколчеданные месторождения. В вулканогенно-осадочном разрезе ВПА выделяются пять толщ мощностью в первые сотни метров (снизу вверх): базальт-андезибазальтовая, андезитовая, карбонатная (рифогенная), вулканогенно-осадочная с лагунными фациями и экструзивами андезибазальтов и андезитов, экструзивная андезитовая [7].

Ауэрбаховская РМС представляет собой эллипсоидную в плане, меридионально удлинённую структуру концентрически-зонального строения (рис. 11). Её основными элементами являются периферическое кольцевое поднятие и внутренняя Краснотурьинская вулканогенно-тектоническая депрессия (ВТД). Поднятие сложено вулканитами колчеданосной базальт-плагиоориолитовой (O_3-S_1) и трахибазальт-трахитовой (S_2-D_1) формаций; значительная часть его площади занята Ауэрбаховским габбро-диорит-гранодиорит-гранитным плутоном и его сателлитами. Палеодепрессия выполнена стратифицированными отложениями краснотурьинской свиты, включая рифово-известняковую постройку мощностью до 1600 м, примыкающую к поднятию с его внутренней стороны. В границах палеодепрессии выделяются две сопряжённые структуры – изометричная Богословская впадина на севере и субмеридиональный Воронцовский приразломный прогиб на юге. Обе выполнены вулканогенными породами, прорванными комагматичными гранитоидами, а также продуктами их разрушения и перемыва.

подавляющее большинство известных в районе месторождений железа, меди и золота в пространстве и времени связано с вышеназванной ВПА, занимая определённое положение в структурах, сформированных в ходе её становления. В основном они сосредоточены в западной приконтактовой области Ауэрбаховского интрузива и его северных сателлитов (зоне сочленения поднятия и депрессии), где рудоносная андезибазальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовая ВПА имеет максимальное распространение. Тела гипабиссальных плутонов размещены в толще рифогенных известняков, а их вулканогенные комагматы и вулканогенно-осадочные породы – на её палеопо-

верхности (рис. 12). Эквивалентная рудному району РМС была сформирована в раннем–среднем девоне на стабилизированном базальтоидном субстрате в ходе становления Ивдельско-Краснотурьинского андезитоидного ВПП.

Рудоносность СВК фундамента этого пояса проявлена за пределами района: это месторождение и проявления хромитовых руд в ультрамафитах дунит-гарцбургитовой формации ордовика; проявления колчеданных руд в базальт-плагиоориолитовой формации (O_3-S_1); мелкие золото-сульфидно-кварцевые месторождения (Ларьковское, Мысовское, Серебрянское) и Верхне-Лобвинское медно-порфировое проявление, сопряжённые с интрузивами верхнетагильского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса (S_2).

В пределах Ауэрбаховского РР установлены месторождения и проявления разных РФТ: стратиформные залежи магнетитовых и сульфидно-магнетитовых, сидерит-магнетитовых и гематитовых руд (Песчанской и Воронцовской групп, Ауэрбаховское); Воронцовское золото-мышьяково-сурьмяно-ртутное; Башмаковское и Богословское стратиформные сульфидные (пирит-пирротин-халькопиритовые), скарновые медные и магнетитово-медные (скарново-медно-порфировые) Вадимо-Александровское, Фроловское, Ново-Фроловское, Никитинское и др.; золото-полисульфидные (Васильевское и др.), золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые (см. рис. 11).

Рудно-формационная зональность Ауэрбаховской РМС, выраженная в доминировании магнетитовых и золоторудных месторождений в южной части одноимённого РР и сульфидно-магнетитовых и скарново-медно-порфировых в северной, послужила основанием выделения в её пределах двух *рудообразующих систем (РС) второго порядка в ранге рудных полей* – Песчанско-Воронцовского и Турьинского [14].

Песчанско-Воронцовское РП включает серию небольших месторождений и проявлений магнетитового, сульфидно-магнетитового, золото-сульфидно-кварцевого, стратиформного золото-пирит-арсенопиритового (с реальгаром, аурипигментном и киноварью), золото-кварцевого жильного и медно-порфирового типов, описанных в работах А. И. Усенко, Ю. К. Хабирова, Б. А. Гладковского, В. Н. Боброва, Н. В. Стукова, Ю. А. Малютина, О. В. Мининой, И. В. Викентьева, В. Н. Сазонова и др. исследователей. Рудообразующая система, эквивалентная РП, занимает субмеридиональную

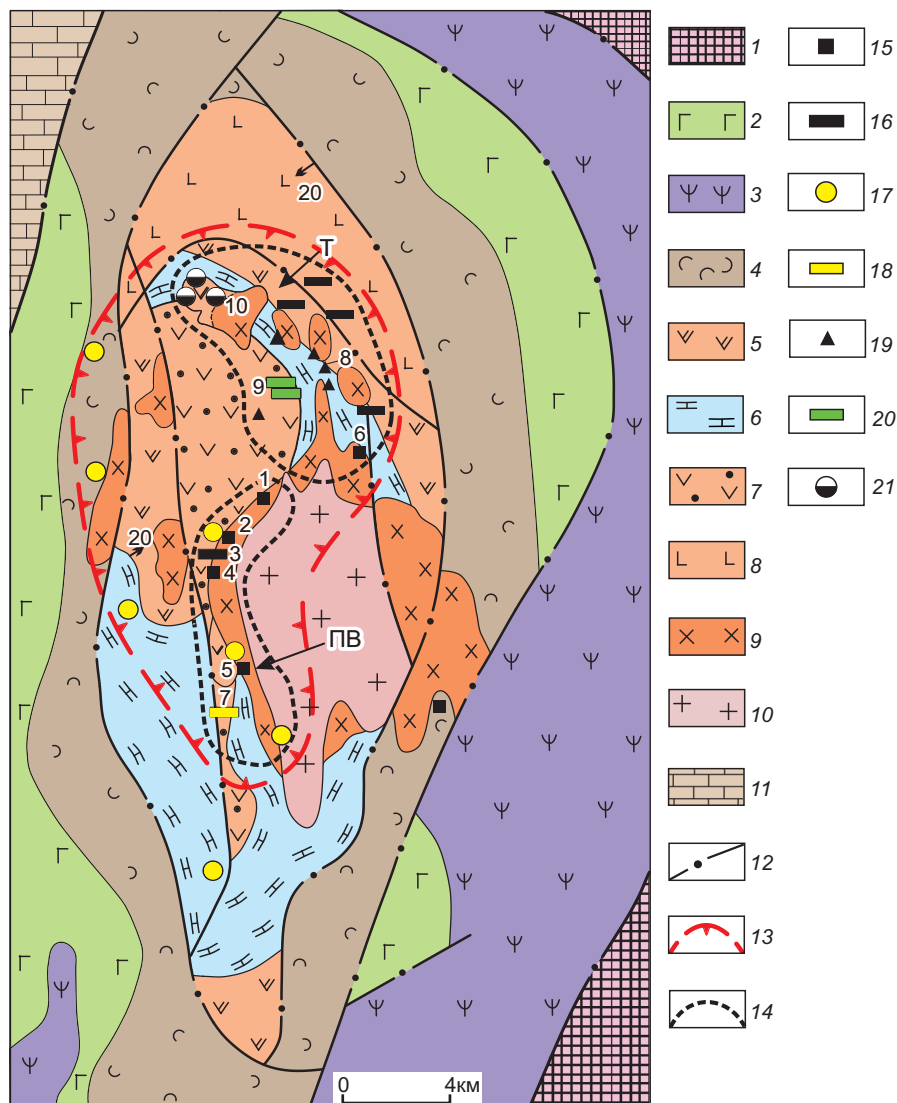


Рис. 11. Схема геологического строения Ауэрбаховской РМС. По А. Н. Лисову (1978 г.) с дополнениями:

1 – сланцево-амфиболитовый комплекс Салдинского блока Восточно-Уральского поднятия (PR_3-PZ_1); 2–4 – комплексы основания Ивдельско-Краснотурьинского ВПП: 2 – красноуральский базальт-плагиоориолитовый (O_3-S_1), 3 – серовский гипербазитовый (O_3), 4 – туринский трахибазальт-трахитовый вулканогенно-флишиодный ($S_2|d_2-D_1gd$); 5–10 – Краснотурьинско-ауэрбаховский комплекс (D_1pg-D_2ef): 5–8 – стратифицированные образования в составе краснотурьинской свиты (D_1) – толщи от ранних к поздним: 5 – базальт-андезибазальт-андезитовая (нижняя), 6 – рифово-известняковая, 7 – андезибазальт-андезитовая и вулканогенно-осадочная нерасчленённые, 8 – верхняя туфо-терригенная базальт-андезибазальтовая; 9–10 – ауэрбаховский габбро-диорит-гранодиорит-гранитный комплекс (D_1-D_2ef): 9 – диориты, 10 – гранодиориты и граниты; 11 – вулканогенно-молассовые и рифово-известняковые (с горизонтами бокситов) отложения (D_{2-3}); 12 – основные разломы; 13–14 – контуры: 13 – Ауэрбаховского рудного района, 14 – рудных полей: Песчанско-Воронцовского (ПВ), Турьинского (Т); 15–21 – месторождения разных РФТ: 15 – магнетитовые (стратиформные, секущие скарновые и комбинированные), 16 – сульфидно-магнетитовые стратиформные, 17 – золото-кварцевые жильные, 18 – золото-реальгар-аурипигмент-антимонит-арсенопирит-пиритовое стратиформное (Воронцовское), 19 – скарново-медно-порфировые, 20 – стратиформные сульфидные (пирит-пирротин-халькопиритовые с сфалеритом и галенитом), 21 – золото-полисульфидные; местоположение месторождений: 1–6 – магнетитовые: 1 – Ново-Песчанское, 2 – Северо-Песчанское, 3 – Западно-Песчанское, 4 – Южно-Песчанское, 5 – Северо-Воронцовское, 6 – Ауэрбаховское, 7 – Воронцовское золото-мышьяково-сурьмяно-ртутное, 8 – Вадимо-Александровское скарново-медно-порфировое, 9 – Башмаковское и Богословское пирит-пирротин-халькопиритовые, 10 – Васильевское золото-полисульфидное

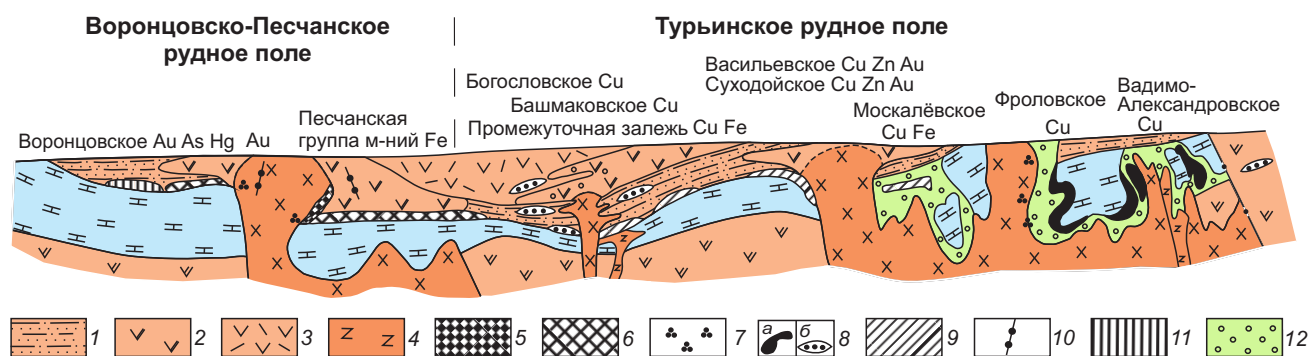


Рис. 12. Обобщённый геологический разрез Ауэрбаховского рудного района с размещением месторождений разных рудно-формационных типов:

1–4 – рудовмещающие образования Краснотурьинской свиты: 1 – вулканогенно-осадочные, 2 – экструзивные и лавовые фации андезитов (андезидацитов), 3 – туфовые, лавовые фации андезитов и вулканомиктовые породы, 4 – тела габбро-андезибазальтов; 5–11 – типы оруденения в связи рудоносной Краснотурьинско-Ауэрбаховской ВПА: 5–6 – магнетитовое и сульфидно-магнетитовое, реже сидерит-магнетитовое и гематитовое: 5 – скарновое, в том числе наложенное (с регенерацией) на стратоидное, 6 – стратоидное на палеоперфорности рифово-известняковой толщи, 7 – прожилково-вкрапленное (молибденит)-халькопирит-пиритовое (медно-порфировое), 8 – (магнетит)-халькопирит-пиритовое: а – медноскарновое (скарново-медно-порфировое), б – стратоидное медное (пирит-халькопиритовое), 9 – стратиформное пирротин-халькопирит-пиритовое, 10 – золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое жильное, 11 – стратиформное золото-реальгар-аурипигмент-антимонит-арсенипирит-пиритовое в коренном залегании и коре выветривания; 12 – гранат-пироксеновые скарны, эпидозиты; остальные условные обозначения см. к рис. 11

полосу вдоль западного контакта Ауэрбаховского плутона протяжённостью в 10 км при ширине до 800 м; её вертикальный размах – около одного км. В её геологическом строении участвует рудоносная андезибазальт-андезит-габбро-диоритовая ВПА раннего девона, представленная сложнопостроенными интрузивно-экструзивными телами (диоритов на глубине, андезитов – в приповерхностной зоне) на стыке магматогенного поднятия, вмещающего Ауэрбаховский массив, с обрамляющей его мощной известняковой рифовой постройкой, а также на палеоперфорности последней.

Магнетитовое оруденение представлено уже отработанными залежами Ново-Песчанского, Северо-Песчанского, Южно- и Западно-Песчанского и Воронцовского месторождений. Это средние и мелкие объекты с запасами от 7 до 98 млн т железа при содержаниях от 35 до 49%. Все эти месторождения традиционно относятся к скарново-магнетитовому типу. Вместе с тем при несомненной рудогенерирующей роли вышеназванной ВПА, разноглубинные фации которой непосредственно связаны с рудными телами и постоянно содержат магматогенную вкрапленность магне-

тита, конкретные обстановки становления тел продуктивных магматитов – в гипабиссальной внутренней и поверхностной – внешней зонах Песчанско-Воронцовской системы – определяют размещение руд разного генезиса.

Во внутренней части РС магнетитовые залежи преимущественно грибообразной формы сосредоточены в крутопадающей зоне пироксен-гранатовых скарнов, развитых на контакте толщи известняков (мощностью более 1200 м) с диоритами и габброидами Ауэрбаховского массива. Они сложены массивными средне- и крупнозернистыми магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами магматогенного происхождения с реликтами вмещающих пород: габбро-порфиритов, габбродиоритов в нижних своих частях и андезибазальтов в верхних. Часть руд представляет собой интенсивную гистеромагматическую вкрапленность магнетита в этих породах. «Шляпки» грибообразных рудных тел располагаются на палеоперфорности толщи известняков и по мере удаления от крутопадающей скарновой зоны сокращаются в мощности, сменяясь пластообразными залежами внешней зоны РС (см. рис. 12). Кроме

магнетитовых во внутренней зоне развиты порфирово-вкрапленная минерализация медно-порфирового (в порфировидных диоритах) и золото-сульфидно-кварцевого типов в серицит-хлорит-карбонат-кварцевых метасоматитах, а также золото-кварцевые жилы.

Во *внешней зоне* Песчанско-Воронцовской системы, на удалении от магмо- и рудоподводящего канала, в обстановке палеоповерхности рифовой постройки были сформированы полого залегающие пластообразные магнетитовые и сульфидно-магнетитовые залежи вулканогенно-осадочного (за счёт окисления осадочного сидерита при раннем диагенезе донных осадков) либо эффузивного генезиса – месторождения Ново-Песчанское, Западно- и Южно-Песчанское. Все они размещены на одном литолого-стратиграфическом уровне и с вмещающими вулканомиктовыми породами, перекрывающимися известняки, залегают согласно. По сравнению с рудными телами внутренней зоны РС пластообразные залежи имеют более значительные размеры по площади (200 × 100 м на Ново-Песчанском месторождении) при мощности не более первых десятков метров. Они сложены мелко- и тонкозернистыми, часто полосчатыми магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами, иногда со значительным количеством сидерита. Скарнирование вмещающих пород для них не характерно. Зарубежными объектами-аналогами этих месторождений являются четвертичное месторождение Эль-Лако в Чили и мезозойские района Нинву в КНР [7].

Как было отмечено выше, *внутренняя зона* Песчанско-Воронцовской РС насыщена телами гипабиссальных порфировидных диоритов, внедрившихся вслед за габброидами. Они сопровождаются мощными (сотни метров) крутопадающими зонами серицит-хлорит-карбонат-кварцевых метасоматитов с медно-порфировой минерализацией (пирит, халькопирит, более редкие молибденит, галенит, сфалерит, блеклые руды). Для неё характерны повышенные концентрации Cu (от десятых долей до 4–5%), Au (до 4–5 г/т) и Ag (до 40–80 г/т), что обусловлено наложением на более ранние богатые железом первичные магнетитовые руды, являвшиеся геохимическим барьером для рудоносных растворов.

Внедрение порфировидных диоритов сопровождалось интенсивным скарнообразованием, метаморфизмом и частичным переотложением первичных магнетитовых руд (в диоритах нередки их

рудокласты). Вблизи контактов с минерализованными диоритами резко меняется состав магнетитовых залежей за счёт появления значительного количества сульфидов, их текстурные характеристики, усложняется форма (преобладают комбинированные рудные тела сложной морфологии). В магнетитовых рудах повсеместно присутствуют новообразованные скарновые минеральные ассоциации, сопровождающиеся ростом концентраций меди, серы, а также золота и серебра. Наиболее интенсивно отмеченные процессы преобразования первичных магнетитовых руд развиты на выделенном в северной части Ауэрбаховского РР Турьинском РП, описание которого приведено ниже.

Таким образом, традиционная концепция об исключительно скарновой природе магнетитовых руд Ауэрбаховского района не отвечает многообразию обстановок их формирования, а отражает в основном проявление более поздних процессов преобразования. Описанные магнетитовые залежи содержат различные по генезису продукты рудоотложения: позднемагматические в габброидах подводящих каналов и покровных (экструзивных) андезибазальтах; вулканогенные на палеоповерхности рифовой постройки во внешней зоне РС; продукты регенерации вещества первичных залежей под воздействием флюидных потоков, несущих золото- и серебросодержащую медно-порфировую минерализацию.

Кроме вышеописанных магнетитовых и сульфидно-магнетитовых месторождений в Песчанско-Воронцовском РП, а также западном фланге Ауэрбаховского района были известны давно отработанные месторождения золото-кварцевого типа. Они представляли собой крутопадающие кварцевые жилы с небольшим количеством сульфидов и самородным золотом, локализованные обычно над проявлениями золотоносных руд в известняках. Эти объекты являются, по-видимому, продуктами регенерации сингенетичных сульфидных и золото-мышьяково-сульфидных руд [7].

Наиболее значительным объектом внешней зоны Песчанско-Воронцовской рудообразующей системы является стратиформное Воронцовское месторождение редкого на Урале золото-мышьяково-сурьмяно-ртутного геохимического типа.

Воронцовское месторождение (запасы золота по состоянию на 1999 г. – около 70 т при среднем содержании 17 г/т) локализовано в кровле толщи известняков на одном уровне с магнетитовыми

и гематитовыми рудами (последние – продукты окисления магнетитовых тел либо вулканических эксгалляций). Рудное тело комбинированной формы – субсогласные со слоистостью залежи располагаются над трубообразной зоной пиритизации в дезинтегрированных известняках. Рудное тело «разбито» на блоки разломами. В его верхней части развиты золотоносные коры выветривания.

С генетической точки зрения Воронцовское месторождение всеми исследователями рассматривается как полигенный объект. Не вызывает сомнения вулканогенно-осадочная природа стратонидных залежей ранних пиритовых и арсенопирит-пиритовых руд в серицит-кварцевых метасоматитах и аргиллизитах. В едином с ними латеральном ряду рудной зональности и золото-полиметаллическая минерализация в джаспероидах на флангах промышленных залежей. А. А. Черемисиным и А. Г. Злотник-Хоткевичем показано [22], что продукты сингенетического рудонакопления в той или иной мере перераспределены при внедрении системы даек, завершающих становление Ауэрбаховского плутона. В то же время более поздняя золото-реальгар-аурипигментная минерализация, как правило, связывается с дополнительным рудоносным глубинным флюидом – девонским магматогенным, обогащённым Hg, As и Sb [2], либо значительно оторванным во времени от проявления девонского магматизма мантийным флюидом в обстановке более поздней (от карбона до мезозоя) тектономагматической активизации [18, 19].

Наши представления о происхождении и времени проявления названной низкотемпературной минерализации иные и основаны на следующих данных. Помимо распространения преимущественно в центральной части месторождения в горизонте брекчиевидных известняков, золото-реальгар-аурипигментной минерализации присутствует и во фронтальной части андезитового экструзива, расположенного в висячем боку вулканогенно-осадочных золоторудных залежей. Порфиroidные диориты подводящего канала этого экструзива, зафиксированного на Северо-Песчанском сульфидно-магнетитовом месторождении, содержат медно-порфирую минерализацию, что позволяет связывать золото-реальгар-аурипигментную ассоциацию фронтальной зоны Воронцовского месторождения со становлением МП РМС.

Эта ассоциация наложена на стратиформные золоторудные залежи, сложенные ранними пирит-

товой и арсенопирит-пиритовой ассоциациями. Её возникновение связано не с вулканогенно-осадочным рудоотложением, а с гидротермальной деятельностью, сопровождавшей становление диорит-андезитового экструзивного купола, о чём, в частности, свидетельствует хорошая сохранность минералов этой поздней ассоциации на фоне интенсивной мраморизации известняков лежащего бока стратиформных золоторудных залежей.

Таким образом, Воронцовское золоторудное полигенное месторождение, как и другие рудные объекты Ауэрбаховской РМС, сформировано в ходе становления единой раннедевонской андезибазальт-андезит-габбро-диоритовой ВПА. Основная масса золото-малосульфидных руд этого месторождения образована в процессе вулканогенно-осадочного рудоотложения (с замещением нелитифицированных осадков) на дне палеобассейна (синхронно с терригенно-карбонатным осадконакоплением), а наложенная эпитеpмальная золото-аурипигмент-реальгаровая минерализация – в ходе становления поздних фаз Ауэрбаховского плутона, с которыми в более глубоких зонах системы сопряжены медно-порфиновые руды.

Турьинское РП охватывает северную часть Ауэрбаховского РР – область сочленения Богословской ВТД с магматогенным поднятием. Расположенные здесь скарново-медно-порфиновые, стратиформные сульфидные (пирит-пирротин-халькопиритовые) и золото-полисульфидные месторождения приурочены к дугообразной полосе известняковых рифов протяжённостью более 10 км (см. рис. 11). Здесь на известных с XVIII в. Турьинских рудниках до недавнего времени отрабатывались богатые скарновые руды – массивные с содержанием меди от 3 до 28% и вкрапленные с содержанием меди 1–2%. На протяжении многих лет эксплуатации эти месторождения изучались А. Н. Заварицким, Н. Е. Гухманом, Я. П. Баклаевым, Д. С. Коржинским, Л. Н. Овчинниковым, В. Ф. Чернышовым, Г. Л. Грамбергом, Г. Ш. Норштейном, Ю. К. Хабировым, А. Г. Ульяновым и другими исследователями, результаты работ которых использованы при нижеследующем рассмотрении Турьинской РС.

Также как и на Песчанско-Воронцовской, в этой системе могут быть выделены две близсинхронные обстановки формирования меднорудных объектов: *гипабиссальная* в крутопадающей скарновой зоне, секущей известняковый риф, и *близповерхностная*

мелководная в условиях примыкающей к поднятию палеолагуны (Богословской депрессии). Эти обстановки внутренней и внешней зон РС контролируют размещение соответственно секущих и стратиформных меднорудных тел.

Внутренняя гипабиссальная зона РС расположена в примыкающем к поднятию известняковом рифе, «пронизанном» телами рудоносных плутонов ауэрбаховского комплекса – северных сателлитов (выступов-апофиз) Ауэрбаховского интрузива. Крутопадающая зона рудоносных пироксен-гранатовых скарнов на всём своём протяжении (7 км) следует вдоль цепочки небольших по площади (1–2 км²) штоков порфиroidного и порфиroidного сложения, состав которых по мере удаления от Ауэрбаховского массива меняется от габбро-диоритов до диоритов и кварцевых диоритов. Толща рифогенных известняков мощностью от 200 до 500 м является основной рудовмещающей (см. рис. 12). Месторождения скарновых медных и магнетитово-медных руд – Вадимо-Александровское, Фроловское, Ново-Фроловское, Никитинское, Ново-Никитинское, Москалевское, Васильевское, Николо-Подгорное, Суходойское, Ольгинское – по запасам меди (от первых десятков до 90–95 тыс. т на Фроловском и 200 тыс. т на Вадимо-Александровском) являются мелкими и средними. В основном они отработаны.

Скарновые медные руды слагают крутопадающие штоко-, трубо- и пластообразные близгоризонтальные залежи. Размер их по простиранию до 470 м, по падению от 25 до 750 м, мощность колеблется в широких пределах – от первых метров до 30 м. Наиболее богатые руды в пироксеновых скарнах и облекают блоки известняков в виде оторочек, в деталях повторяя их контуры. Руды существенно пирит-халькопиритовые, реже пирит-халькопирит-пирротиновые и халькопирит-пирротиновые; также встречаются сфалерит, арсениопирит, галенит, пентландит, марказит, магнетит. В верхних горизонтах иногда развиты окисленные руды. Содержания меди в первичных рудах от 1,5 до 14%, в окисленных – до 60%. Медно-скарновые руды золотоносны. На большинстве объектов содержание золота составляет 0,2–0,5, а серебра 0,5–2 г/т, а наиболее высокое (до 6,6 г/т) – на Вадимо-Александровском месторождении, где запасы золота были поставлены на Государственный баланс.

Рудоносные интрузивы в скарновой зоне интенсивно изменены до метасоматитов кварц-хло-

рит-серицит-карбонатного состава и содержат прожилково-вкрапленную молибденит-халькопирит-пиритовую минерализацию. В. М. Чернышовым (1961 г.) она изучена на Фроловском и Никитинском месторождениях, где отчётливо контролируется эндо-экзоконтактом Фроловского массива порфиroidных диоритов, повторяя его форму на расстоянии в несколько сотен метров, и достигает промышленных масштабов. Эти руды, обладающие всеми признаками медно-порфиroidных, по объёму на порядок превышают скарновые, хотя многократно уступают им по концентрации меди. Помимо халькопирита и пирита, они в небольшом количестве содержат ковеллин, борнит, иногда молибденит.

Таким образом, скарновые меднорудные месторождения Турьинской группы демонстрируют все признаки объектов, сформированных в связи со становлением МП РМС в толще известняков над погружающейся северной частью Ауэрбаховского плутона. Присутствие на ряде медно-порфиroidных месторождений мира промышленных скоплений меднорудных скарнов позволило Д. Коксу и Д. Сингеру [27] выделить тип медно-порфиroidных руд со скарнами (тип Рут), а М. Эйнаути с соавторами – тип скарново-медно-порфиroidных месторождений в карбонатных толщах [28], к которому и следует относить месторождения внутренней зоны Турьинской РМС.

Наиболее значительным объектом является *Вадимо-Александровское месторождение*, суммарные запасы меди которого составили около 200 тыс. т, золота по категории С₂ – 201 кг и серебра – 6,5 т. В крутопадающей зоне пироксен-гранатовых скарнов, секущей под прямым углом толщу рифогенных известняков, размещены рудоносные тела габбродиоритов и диоритов с прожилково-вкрапленной молибденит-халькопирит-пиритовой минерализацией и несколько десятков залежей богатых медно-скарновых руд. Для существенно медных рудных тел, локализованных на контактах глыб известняков со скарнами, характерна сложная линзо- и жиллообразная форма, а для сульфидно-магнетитовых – линзо-, штоко- и трубообразная. Все они имеют близмеридиональное или северо-западное простирание и падают под углом 60° и круче. В рудной зоне проявлена вертикальная рудная зональность, выраженная развитием сульфидно-магнетитовых и медистых руд на верхних горизонтах и частях рудных тел, а магнетитовых – на нижних (рис. 13).

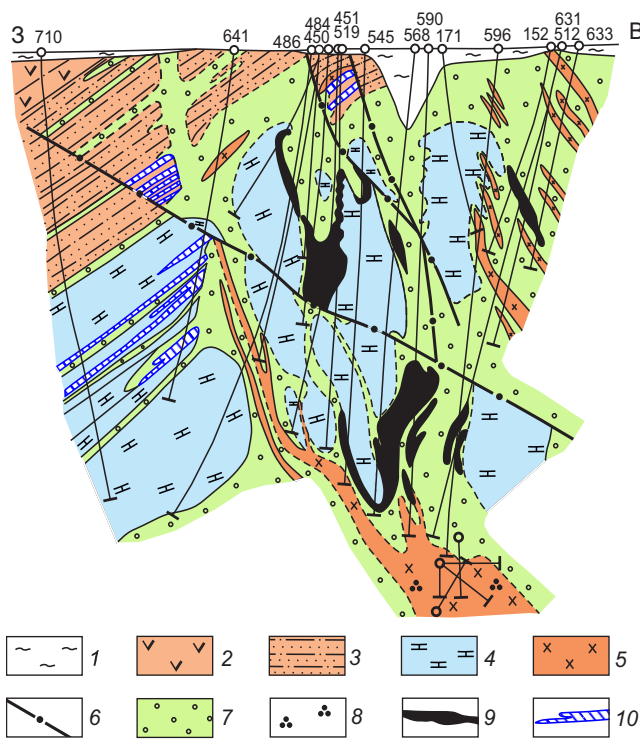


Рис. 13. Геологический разрез Вадимо-Александровского скарново-медно-порфирового месторождения. Составлен с использованием данных Турьинского рудника:

1 – рыхлые отложения; 2 – андезиты; 3 – вулканомиктовые породы; 4 – рифогенные известняки; 5 – порфировидные диориты; 6 – разрывное нарушение; 7 – гранат-пироксеновые скарны; типы оруденения: 8 – прожилково-вкрапленное (молибденит)-халькопирит-пиритовое (медно-порфировое), 9 – медноскарновое (скарново-медно-порфировое), 10 – боросиликатное

Особенностью Турьинского рудного поля является присутствие на верхних уровнях зон медно-рудных скарнов низкотемпературной боросиликатной (датолитовой) минерализации. Вмещающими породами служат слоистые скарноиды вулканомиктовой толщи, перекрывающей известняковый риф. Наибольшая концентрация бора установлена на Вадимо-Александровском месторождении, где выявлены 4 рудных тела, мощностью от 4 до 14 м, протяжённостью по простиранию от 50 до 250–500 м и по падению 350–400 м с содержанием борного ангидрита от следов до 5,6%.

Внешняя зона Турьинской РС, размещённая в примыкающей к поднятию Богословской палео-

депрессии, представляет собой совокупность *стратойдных меднорудных залежей*, сопряжённых с вулканогенными, чаще всего экструзивными составляющими рудоносной ВПА. В вулканогенно-осадочной и андезитовой толщах краснотурьинской свиты, залегающих на палеоповерхности рифовой постройки, на нескольких литолого-стратиграфических уровнях локализованы согласные с напластованием пластообразные меднорудные залежи месторождений Промежуточная залежь, Башмаковское и Богословское, образующие единый латеральный ряд со скарново-медно-порфировым Вадимо-Александровским (см. рис. 12).

На месторождении Промежуточная залежь пирротин-магнетитовые руды вместе с экструзивом андезитобазальтов-габбро-порфиритов локализованы в субпластовой скарновой зоне на палеоповерхности рифовой постройки, а также несколько выше по разрезу. Меднорудные тела в метасоматитах кварц-альбит-эпидитового состава (Башмаковское и Богословское месторождения) размещены на ещё более высоком уровне и группируются вокруг метасоматически изменённого многофазного экструзивного купола полифировых андезитов. Залежи сложены пиритом и халькопиритом; на нижних уровнях в них появляется магнетит, на верхних – сфалерит и галенит. На Богословском месторождении мощность рудных тел колебалась от 0,5 до 12–14 м. В сплошных рудах массивной, полосчатой и брекчиевидной текстуры содержание халькопирита большей частью составляло 70–95%, на флангах снижаясь до 10–15% при росте пирита до 3–10% и появлении сфалерита, марказита и гематита. Содержание меди в рудах Богословского месторождения вместе с Промежуточной залежью (по данным Богословского рудника, в ходе их отработки в 1882–1918 гг.) – от 3,7 до 8,23%, среднее 5,2%, а в рудах Башмаковского месторождения – от 3,7 до 10,16%, среднее 6,5%.

Для этой группы меднорудных тел установлена вертикальная и горизонтальная рудная зональность. В направлении сверху вниз по рудовмещающему разрезу в рудах ведущую роль приобретают следующие минералы: халькопирит → халькопирит и пирит → пирротин → магнетит, а в направлении с запада на восток (по мере приближения к внутренней зоне РС): халькопирит → халькопирит, пирит → пирротин.

На северном фланге Турьинской РС оруденение тяготеет к крупному экструзивному куполу

полифировых андезитов, сформированному в экзоконтакте массива порфиroidных диоритов. К крутопадающим скарновым зонам с медно-магнетитовыми рудами Суходойского месторождения здесь примыкают пластообразные меднорудные залежи Васильевского, локализованные на палеопереходности рифовой постройки и выше по разрезу. В направлении внутренней части депрессии на этих объектах возрастает роль кварц-серицитовых изменений с сокращением объёмов скарнов и эпидозитов, в составе меднорудных тел появляется полиметаллическая минерализация (сфалерит, галенит, блёклые руды, барит), возрастают содержания золота и серебра. На периферии экстрозива на Розовском и Александровском месторождениях медные руды по латерали сменяются золото-полисульфидными.

Завершая описание Ауэрбаховского РР, отметим, что отвечающая ему крупная РМС выделяется комплексной, исключительно разнообразной металлогенией. На время первичного рудонакопления эта система на поверхности была выражена вулканическим атоллom, на периферии которого накапливались вулканокластические и осадочные фации. Рудоотложение контролировалось многовыходной конвективно-рециклинговой системой, которая «обеспечила» возникновение сингенетических руд меди и золота. Интенсивное плавление субстрата пояса сопровождалось поступлением к поверхности магнетитовых расплавов, сменившихся затем силикатными. Внедрение поздних порций расплавов сопровождалось метаморфизмом, скарнированием и регенерацией сингенетических руд с возникновением скоплений вкрапленных, прожилково-вкрапленных и жильных руд, в том числе и золотоносных скарново-медно-порфиroidных [7].

Ауэрбаховский район является примером сложных пространственно-временных сочетаний различных рудообразующих процессов, продукты которых представлены необычной ассоциацией сближенных месторождений разных РФТ, что является убедительным доказательством влияния металлогении субстрата на вещественный состав руд и рудно-формационную зональность МП РМС андезитoidных поясов в рифтовых обстановках.

Центрально-Камчатская РМС является примером полигенных систем длительного развития. Она выделена на пересечении глубинных разломов в области сочленения двух наиболее значительных геоструктур Камчатского полуострова –

неоген-четвертичного андезитoidного Корякско-Центрально-Камчатского (КЦК) ВПП и Срединного (Срединно-Камчатского) выступа его фундамента, в строении которого участвуют СВК позднемелового-палеоценового Ирунейско-Кирганикского островодужного базальтоидного пояса. Такая позиция объясняет высокую концентрацию месторождений и проявлений разных РФТ на этой территории: в комплексах фундамента – Au-Cu-Fe-оксидных (IOCG – Iron Oxide Copper Gold тип) в пироксенит-эссексит-шонкинитовых кольцевых интрузивах (Кирганикское, Шаромское, Сухое, Хим, Позднее) и медно-никелевого в дунит-клинопироксенит-габбровом массиве (Шануч); в прорывающих их миоцен-раннеплиоценовых гранитоидах КЦК ВПП – Mo-Cu-порфиroidных (Лагерное, Туманное); в коагматичных им вулканитах – золото-полисульфидных (Оганчинское, Лазурное) и золото-серебряных (Агинское, Золотое, Бараньевское, Сухариковские гребни и др.).

Поиски, оценку и разведку перечисленных месторождений и рудопроявлений проводили специалисты ПГО «Камчатгеология» Ю. Ф. Волков, Е. К. Игнатъев, В. А. Кучуганов, О. Ю. Рождественский, Ю. И. Харченко и др., а изучение геологоструктурных условий их локализации, рудно-метасоматической зональности, состава руд – сотрудники ЦНИГРИ Ю. М. Щепотьев, С. С. Вартамян, Н. Л. Шилин, Б. В. Гузман, В. С. Звездов и др. Результаты этих многолетних работ послужили основой для установления пространственно-временных соотношений разнотипных рудных объектов, выявления крупной полигенной (полихронной и полиформационной) Центрально-Камчатской РМС, оконтуривания эквивалентного одноимённого рудного района, а в его пределах – Хим-Кирганикского рудного узла (рис. 14).

В строении РМС принимают участие *миоцен-раннеплиоценовая андезит-диорит-гранодиоритовая ВПА* Корякско-Центрально-Камчатского ВПП, с которой генетически связаны штокверковые и жильные месторождения и проявления Mo-Cu-порфиroidных, золото-полисульфидных, золото-серебряных (золото-теллурического, золотого и золото-серебряного типов) и ртутных руд, и *позднемеловая-палеоценовая трахибазальт-шонкинитовая ВПА* Ирунейско-Кирганикского пояса с проявлениями магнетит-борнит-халькопиритовых (с самородным золотом) гнездово-вкрапленных и вкрапленных руд IOCG типа. С дунит-клинопироксенит-габбровой формацией, участвующей

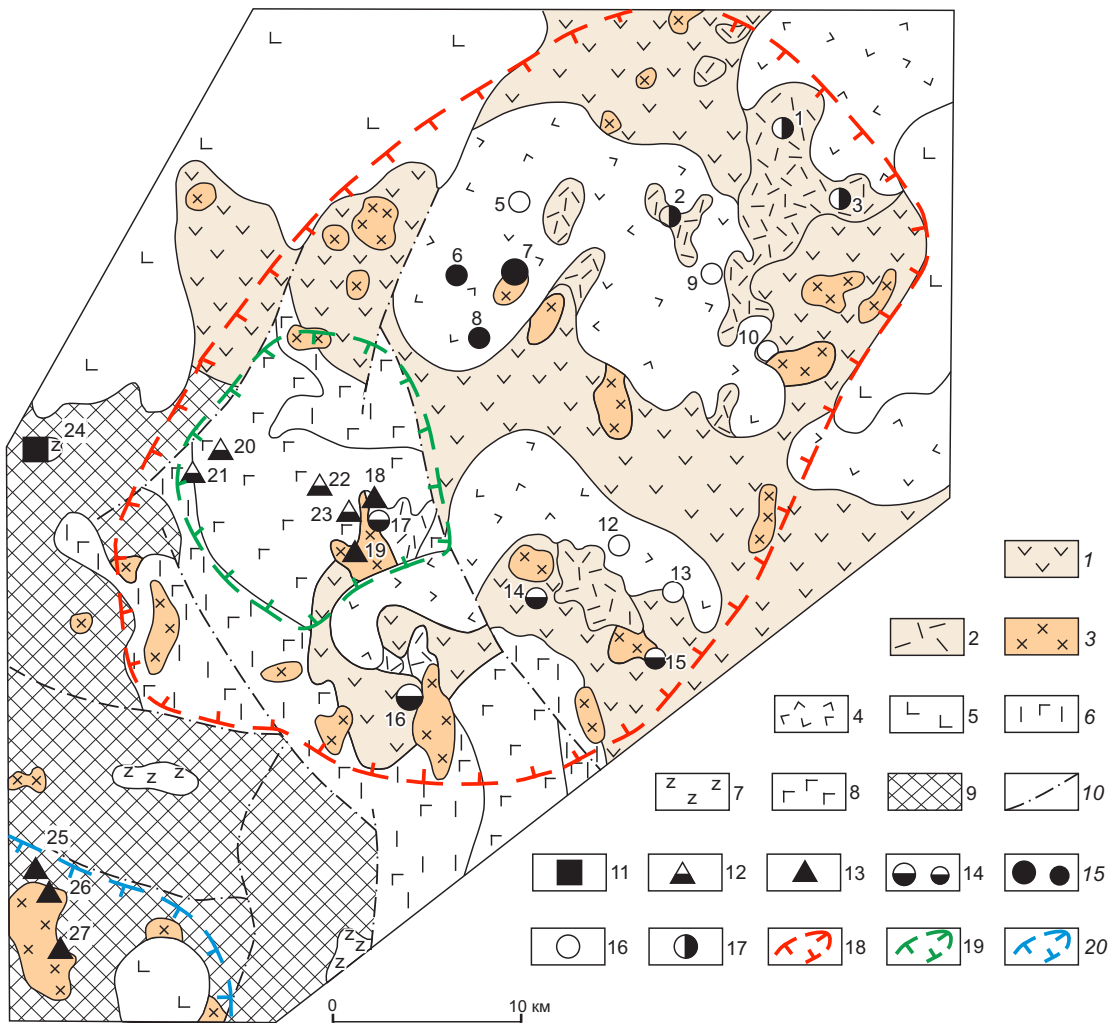


Рис. 14. Схема геологического строения Центрально-Камчатской РМС с Au-Cu-Fe-оксидными, Mo-Cu-порфировыми и Au-Ag месторождениями и проявлениями. Составлена с использованием данных В. А. Кучуганова, 1988 г.; Ю. М. Щепотьева и С. С. Вартамяна, 1986 г. и др.:

формации неоген-четвертичного Корякско-Центрально-Камчатского ВПП: 1–3 – миоценовой андезит-диорит-гранодиоритовой ВПА, продуктивной на Mo-Cu-порфировые и Au-Ag руды: 1 – андезиты, 2 – дациты и риодациты, 3 – диорит-гранодиоритовая; 4 – миоцен-плиоценовая андезибазальтовая; 5 – четвертичных базальтов-андезибазальтов; 6–8 – формации позднемеловой-палеоценовой Паланской островной дуги: 6 – кремнисто-вулканогенная (базальтоидная), 7 – дунит-клинопироксенит-габбровая с медно-никелевыми проявлениями, 8 – ВПА позднемелового-палеоценового Ирунейско-Кирганикского базальтоидного ВПП (базальт-трахибазальт-трахиандезитовая и пироксенит-эссексит-шонкинитовая формации), продуктивная на Au-Cu-Fe-оксидные руды; 9 – фундамент ВПП, сложенный протерозойским (?) метаморфическим, палеозойскими терригенным и амфиболит-зеленосланцевым комплексами; 10 – основные разрывные нарушения; 11–17 – месторождения (крупные знаки) и рудопроявления (мелкие знаки): 11 – медно-никелевые, 12 – золото-медные (Au-Cu-Fe-оксидного типа), 13 – Mo-Cu-порфировые, 14–17 – золото-серебряной формации: 14 – Au-(Ag)-полиметаллические, 15 – золото-теллурические, 16 – золотые, 17 – золото-серебряные; 18–19 – контуры: 18 – Центрально-Камчатского РР, 19 – Хим-Кирганикского РУ, 20 – Крутогоровско-Адриановского РУ; месторождения и рудопроявления: Центрально-Камчатского РР (1–23): Верхне-Козыревское (1), Марина (2), Сухариковские гребни (3), Тогарское (4), Кетачан II (5), Найчанское (6), Агинское (7), Южно-Агинское (8), Верхние Сухарики (9), Караковское (10), Тёмное (11), Бараньевское (12), Золотое (13), Еловое (14), Кунгурцевское (15), Оганчинское (16), Лазурное (17), Лагерное (18), Туманное (19), Хим-Кирганикского РУ (20–23): Хим (20), Позднее (21), Сухое (22), Кирганикское (23); фундамента ВПП – Шануч (24); Крутогоровско-Адриановского РУ (25–27): Меридиональное (25), Малахитовое (26), Квахонское (27)

в строении фундамента базальтоидного ВПП, было сопряжено к настоящему времени уже отработанное мелкое Cu-Ni месторождение Шануч (находится за контуром рудного района).

Au-Cu-Fe-оксидные объекты сосредоточены во *внутренней зоне* РМС, на удалении не более 2 км от выступа древнего фундамента пояса. Наиболее крупное из них *Кирганикское месторождение* (забалансовое), которое описано в [3, 12, 41], локализовано в кольцевом дифференцированном шонкинитовом массиве в ареале интенсивной биотитизации и калишпатизации. Массив занимает центральную часть вулcano-плутонической структуры, сложенной породами рудоносной пироксенит-эссексит-шонкинитовой формации и их излившимися аналогами (трахибазальты, трахиандезиты, щелочные базальты, их туфы). На периферии этой структуры расположено однотипное проявление *Сухое*, а к северо-западу от него – Позднее и руч. Хим.

В массиве установлены [3] разновозрастные фазы становления – от крупнозернистых ортоклазовых пироксенитов ранней до шонкинитов последующих: диопсид-авгитовых, биотит-авгитовых; рудоносных порфиroidных биотит-ортоклазовых и пострудных авгит-ортоклазовых и лейкократовых ортоклазовых.

Рудовмещающие биотит-калишпатовые метасоматиты, состоящие из биотита, ортоклаза, реликтового пироксена, апатита и наложенных на них (более поздних) альбита, кварца, хлорита, серицита, карбонатов, развиты по телам порфиroidных биотит-ортоклазовых шонкинитов, внедрившихся в область контакта биотит-авгитовых и диопсид-авгитовых разностей. Пять крутопадающих линзовидных залежей мощностью от 15 до 130 м и протяжённостью от 200 до 1250 м, сложенных титаномagnetит-халькопирит-борнитовыми гнездово-вкрапленными и вкрапленными (с Au, Ag, МПГ) рудами, в плане образуют полукольцевую минерализованную зону, опоискованную до глубины 300 м.

Главные рудные минералы – халькопирит, борнит, халькозин, титаномagnetит, второстепенные – пирит, сфалерит, галенит. Спутники меди в рудах – Au, Ag, Pb, Zn, Pt, Pd, V, Co, P. Содержание Cu в среднем 0,5–0,7 %, Au – 0,5–0,7 г/т, Ag – 6–7 г/т, Pt – 0,8 г/т, Pd – 1 г/т. Учтённые (2003 г.) прогнозные ресурсы Кирганикского месторождения составляют по категории P₁ до глубины 200 м: Cu – 480 тыс. т, Au – 50,7 т, Ag – 473,3 т и категории

P₂ на глубинах от 200 до 500 м: Cu – 425 тыс. т, Au – 42,3 т, Ag – 507 т, Pt – 27 т, Pd – 33,8 т.

На других однотипных рудопоявлениях района – *Хим, Сухое, Позднее*, а также *Шаромском* проявлении одноимённого ПРУ, находящегося за пределами описываемой территории, – золото-медная минерализация также сопряжена с субвулканическими телами шонкинитов, прорывающими трахиандезиты и трахиандезибазальты продуктивной ВПА Ирунейско-Кирганикского базальтоидного пояса.

Во *внутренней зоне* РМС также расположены более поздние Mo-Cu-порфиroidные (Лагерное, Туманное) и Au-(Ag)-полисульфидные (Оганчинское, Лазурное) проявления, ассоциирующие с плутонитами габбро-диорит-гранодиоритовой формации рудоносной миоцен-раннеплиоценовой ВПА раннего этапа становления КЦК ВПП.

Mo-Cu-порфиroidные проявления *Лагерное* и *Туманное*, сменяющие в возрастном ряду рудных формаций золото-медные IOCG типа, представляют собой жильные и прожилково-вкрапленные руды в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, развитых в эндо-экзоконтактных зонах штоков и даек гранодиорит-порфиroidов поздней фазы становления массивов продуктивной плутоногенной формации.

Оганчинское Au-(Ag)-полиметаллическое месторождение, описанное Ю. М. Щепотьевым и др. [23], тяготеет к экзоконтактам массива диоритов-гранодиоритов. Основной объём золото- и сереброросодержащих галенит-сфалерит-халькопирит-кварцевых жильных и штокверковых руд локализован во вмещающих вулканитах андезит-риодацитовой формации ВПА, плутоногенная составляющая которой продуктивна на Mo-Cu-порфиroidные руды, что подтверждается наличием такой минерализации на участке Интрузивный в том же массиве. Рудные жилы, жильные зоны и штокверки Оганчинского месторождения с ореолом кварц-серицитовых и кварц-серицит-гидрослюдистых метасоматитов контролируются дайками трахидацитов и порфиroidных диоритов – апофизами этого плутона.

На рудопоявлении *Лазурное* того же Au-(Ag)-полисульфидного типа штокверк прожилков с вкрапленностью сфалерита, галенита, халькопирита, пирита, самородного золота, серебра и серы вместе с веерообразно отходящими от него жилообразными кварц-карбонат-сульфидными золоторудными телами локализованы в массиве

диоритов-гранодиоритов, а на верхних горизонтах – в дацитовом экстрозиве. В эндо-экзоконтактах самого гранитоидного массива находится Мо-Си-порфирированное рудопроявление Туманное. Оба названных объекта являются элементами единой колонны вертикальной магматической и рудно-метасоматической зональности с размахом до 800 м.

Таким образом, Мо-Си-порфирированные проявления во времени и пространстве сопряжены с золото- и серебросодержащими галенит-сфалерит-халькопиритовыми, по составу соответствующими золото-полисульфидному минералогическому типу руд периферических частей медно-порфирированных РМС, выделенному А. И. Кривцовым и др. [7–10]. Эти разнотипные объекты образованы в ходе становления одной – андезит-диорит-гранодиоритовой – ВПА и приурочены к внутренней зоне Центрально-Камчатской РМС. Длительный (с позднего мела по неоген) режим поднятия, существовавший на этой площади, обусловил унаследованный структурный контроль разновозрастных процессов рудообразования и совмещение в пространстве разнотипной рудной минерализации – Au-Cu-Fe-оксидной и более поздних Мо-Си-порфирированной и золото-полисульфидной. Несмотря на то, что позднемиоценовая-палеогеновая трахибазальт-шонкинитовая ВПА, продуктивная на руды ЮСГ типа, сформирована в завершение становления Ачайваам-Валагинской островной дуги, а миоцен-раннеплиоценовая андезит-диоритовая ВПА, сопровождающаяся Мо-Си-порфирированными и золото-полисульфидными проявлениями, открывает накопление континентальных вулканических Корякско-Центрально-Камчатского пояса, в вертикальном ряду магматических формаций они подчинены единой гомодромной последовательности и не разделены существенными перестройками.

Внешняя зона Центрально-Камчатской РМС в структурном плане соответствует крупной вулканотектонической депрессии, с запада, севера и востока «обрамляющей» выступ фундамента с Au-Cu-Fe-оксидными, Мо-Си-порфирированными и золото-полисульфидными проявлениями внутренней зоны. В депрессии сосредоточены эпitherмальные золото-серебряные месторождения золото-теллурического (Агинское), собственно золотого (Бараньевское, Золотое, Караковское) и золото-серебряного (Верхнее-Козыревское, Марина, Сухариковские гребни) типов, приуроченные к ло-

кальным палеовулканическим структурам, сложенным породами андезит-риодацитовая и андезибазальтовой формаций [23]. Ведущую роль в локализации руд играют кальдеры проседания, выполненные вулканомиктовыми породами, и дацит-риодацитовые экстрозивы, формировавшиеся синхронно с ними. Положение рудных зон контролируется бортовыми и внутрикальдерными синвулканическими сбросами и элементами строения экстрозивных куполов. Размещение перечисленных золоторудных объектов во внешней зоне РМС подчинено латеральной зональности с увеличением доли серебра в рудах и возрастанием рудоконтролирующей роли экстрозивов по мере удаления от центра.

Рудовмещающие метасоматиты, среди которых преобладают кварц-гидрослюдистые, адуляр-серицит-кварцевые, существенно кварцевые (вторичные кварциты), пирит-каолинит-кварцевые и аргиллизитовые разности, по составу соответствуют верхней части метасоматической колонны МП РПС. В их пространственном размещении проявлены элементы латеральной зональности. Так, на месторождении Сухариковские гребни, локализованном в риодацитовом экстрозиве, небогатые штокверковые золото-серебряные руды с повышенным (до десятых долей процента) содержанием молибдена размещены во внутренней зоне экстрозива, а руды с промышленными концентрациями Au и Ag в адуляр-серицит-кварцевых метасоматитах и аргиллизитах – во внешней.

Форма рудных тел – штокверковая, жилобразная и комбинированная. На наиболее значительном *Агинском* месторождении ветвящиеся по восстанию рудные жилы, контролирующиеся конседиментационными нарушениями, сочетаются с залежами, субсогласными напластованию вмещающих пород. Основной объем промышленных руд сосредоточен в верхней части разреза рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи в кварц-гидрослюдистых метасоматитах [23].

Таким образом, в Центрально-Камчатском рудном районе Мо-Си-порфирированные и золото-полисульфидные проявления ассоциируют с плутонами габбро-диорит-гранодиоритовой формации (с порфирированными телами поздней фазы внедрения), а золото-серебряные – с вулканическими андезит-риодацитовая формации (в основном с завершающимися дацит-риодацитовыми экстрозивами). Наблюдаемые пространственные взаимоотношения рудопроявлений названных типов, являющихся

продуктами становления одной рудоносной ВПА (т. е. единого магматического очага) миоцен-раннеплиоценового Корьякско-Центрально-Камчатского ВПП, свидетельствуют об их принадлежности единой комплексной РМС. Мо-Сu-порфировые и золото-полисульфидные объекты в выступе фундамента отвечают её внутренней зоне, а золото-серебряные в примыкающей ВДТ – внешней, что отражает характерный для этой системы латеральный тип рудно-формационной зональности. В фундаменте же упомянутого пояса, частично сложенном ВПА позднемелового–палеоценового базальтоидного Ирунейско-Кирганикского ВПП, в контуре РМС присутствуют проявления золото-медных руд ЮСГ типа. Совмещение в объёме этой системы магматических и рудных формаций разновозрастных ВПП – базальтоидного и андезитоидного – указывает на её полигенность, то есть существование двух материнских очагов: базитового и сиало-фемического, производными которых являются описанные месторождения и рудопроявления разных РФТ.

Выводы.

1. По петрологии продуктивных плутоногенных формаций, рудно-метасоматической зональности и вещественному составу руд, которые определяются главным образом геотектонической позицией (металлоносностью магматических очагов в ЗК океанического либо континентального типа) месторождения медно-порфирового семейства могут быть разделены на два рудно-формационных типа (РФТ): *золото-медный* (с повышенным содержанием Au в рудах при практическом отсутствии Mo) и *молибденово-медный* (с повышенным содержанием Mo), а вмещающие их РМС – на две группы, принадлежащие базальтоидным и андезитоидным ВПП. Первая связана с магматическими формациями габбро-диорит-тоналитового ряда Na профиля, вторая – с K-Na- и Na-K формациями габбро-диорит-гранодиоритового и диорит-гранодиорит-монзонитового рядов. Вместе с тем в краевых частях как андезитоидных, так и базальтоидных поясов довольно часто отмечаются медно-порфировые системы, в строении которых участвуют плутоногенные формации обеих групп, что обусловлено переходным (сиалофемическим) составом фундамента ВПП, что отражается в вещественном составе руд – появлении значимых содержаний Mo в Au-Сu-порфировых и Сu-порфировых месторождениях базальтоидных островодужных и рифтовых ВПП и по-

вышенных содержаниях Au (соответственно значительных запасах) Au-Мо-Сu-порфировых.

2. Многие МПМ, особенно крупные и гигантские, локализованы во внутренних частях крупномасштабных РМС с комплексной металлогенией, которым эквивалентны рудные районы и узлы. В таких системах кроме медно-порфировых присутствуют месторождения цветных и благородных металлов других РФТ, но все они генетически связаны с едиными рудоносными магматическими очагами. Во *фланговых* частях КМП РМС встречаются *мезотермальные*: Au-Сu- и Au-Pb-Zn скарновые, жильные, жильно-прожилковые и метасоматические (Au)-Ag-полисульфидные, Au-сульфидно-кварцевые, иногда Au-порфировые, в *верхних периферийных* – *эпитермальные* жильные, жильно-прожилковые и стратоидные Сu-Au- и Au-Ag «высокой (HS), средней (IS) и низкой (LS) сульфидизации», а также самородной серы.

Масштабы развития и сочетания перечисленных «сопряжённых» РФТ, связанных с одними и теми же материнскими очагами, в КМП РМС базальтоидных и андезитоидных ВПП различны. Так, в системах первых из них при наличии среди вмещающих пород карбонатных и глинисто-карбонатных отложений в экзоконтактах рудоносных порфировых интрузивов развиты Au-Сu-, Сu- и Fe-скарновые залежи, но Au-Pb-Zn-вые скарновые, метасоматические (Au)-Ag-полиметаллические, характерные для дистальных фланговых зон РМС андезитоидных поясов, отсутствуют. Жильная и жильно-прожилковая Au- и Au-Ag-полисульфидная минерализация также существенно менее распространена, в то время как в пропиловых ореолах практически всех МПМ андезитоидных ВПП она широко развита.

Среди КМП РМС андезитоидных поясов нередко полихронные и полиформационные системы. В их объёме кроме объектов вышеотмеченных *сопряжённых* РФТ встречаются месторождения и проявления *совмещённого* типа: образовавшиеся на более поздних этапах формирования поясов (редкометалльные, оловорудные, (Au)-Ag- и Au-кварцевые и др.), а также древних СВК фундамента ВПП (Pb-Zn стратиформные в карбонатных толщах, реже железорудные магматические и скарновые, Au-Сu-Fe-оксидные, Сu-Zn-колчеданные и колчеданно-полиметаллические).

Основные причины установленных рудно-формационных различий КМП РМС базальтоидных

и андезитовых поясов – более мощная и разнообразная ЗК *континентального* (существенно сиалического) либо переходного (сиало-фемического) типов андезитовых ВПП, наличие магматических очагов в сиалическом слое наряду с глубинными «материнскими» на границе базальтового слоя с астеносферой. Важно, что в промежуточных очагах (5–15 км от дневной поверхности) «скапливалась» не только относительно окисленная (богатая SO_2) магма *основного* состава (мантийного происхождения с халькофильными элементами, такими как Cu и Au), которая поднимается из глубинных очагов в приподошвенной части базальтового слоя ЗК, но и *адикитовая* магма из очагов в нижней части гранитного слоя ЗК, структурно-вещественные комплексы (СВК) которого обогащены Mo, W, Sn, Ta, Nb, другими редкими элементами и землями. Возможными источниками Pb, Zn, Cu, Ag и других металлов могли быть также стратиформные полиметаллические и Cu-Zn колчеданные месторождения, подвергшиеся регенерации в тепловом поле плутонов, продуктивных на Cu-порфиновые руды формаций. Этим и объясняется многообразие металлогении МП РМС андезитовых поясов.

Происхождение и становление глубинных и близповерхностных магматических очагов рассмотрены в работах Дж. Ричардса [37, 38], Д. Кука, П. Холлинга, Дж. Уолша [25], Р. Силлитоу [39], Дж. Уилкинсона [43]. В них показано, что глубинные очаги возникали при прогреве и расплавлении нижней части базальтового слоя ЗК и мантийного слэба (клина) под воздействием мощного астеносферного теплового потока и флюидов, восходивших от субдуцирующих океанических плит (насыщение металлами флюидной фазы расплава происходило за счёт дегидратации базитовых комплексов этих плит и металлоносных осадков). Очаги в гранитном слое являются продуктами анатексиса его СВК при прогреве теплом, выделявшемся при кристаллизации ниже расположенных очагов основной (преимущественно базальтовой) магмы.

Смешивание магм, происходивших из мантии и земной коры (многими исследователями рассматривается как одно из главных условий формирования МПМ мирового класса), приводило к образованию «адикитовых» гибридных магм (от андезитовых до дацитовых), насыщенных летучими компонентами и металлами, которые имели меньшую плотность в сравнении с вышележащими комплексами гранитного слоя. Их подъём в верх-

ние части ЗК был обусловлен главным образом силами выталкивания («всплывания») и контролировался проницаемыми зонами, возникавшими при сдвиговых деформациях в областях сопряжения парных внутридуговых (осевых поясных) и поперечных по отношению к ним глубинных трансформных разломов [38]. В режиме коллизионного сжатия, который возникал на определённых отрезках магматических дуг при субдуцировании океанических плит с асейсмичными хребтами и плато под континентальные окраины и приводил к подавлению вулканизма такие процессы способствовали появлению неглубоко залегающих (промежуточных) крупных магматических очагов с концентрацией металлов во флюидной фазе [25]. Разгрузка таких очагов в орогенный период в благоприятных структурно-петрофизических условиях [4] приводила к образованию крупных и гигантских МПМ.

Геодинамические обстановки и процессы возникновения, становления и разгрузки материнских (рудноносных) магматических очагов островодужных поясов с *океанической* ЗК в принципе те же, что и для андезитовых, но находятся эти очаги в базальтовом слое. Поступавшие из них рудообразующие флюиды мантийного происхождения были обогащены в основном Cu и Au. Сформированные в такой обстановке Au-Cu-порфиновые месторождения сопровождаются Cu-Au и Au-Ag минерализацией различной степени «сульфидизации» (HS, IS и LS типов). Совмещённые (унаследованные) РФТ, естественно, отсутствуют.

В РМС базальтоидных рифтовых ВПП Cu-порфиновые месторождения (в их рудах Au практически нет) иногда ассоциируют с Cu-Zn-колчеданными, связанными с вулканогенными колчеданосными формациями. Последние накапливаются в основном в перивулканических зонах, предшествуя ВПА, продуктивным на медно-порфиновые руды, и относятся таким образом к комплексам фундамента поясов. В единичных случаях отмечаются и другие объекты совмещённого типа, как например в Вознесенской РМС Ирландского ВПП на Урале, где наряду с медно-порфировым и сопряжёнными с ними золото-сульфидно-кварцевыми проявлениями, а также более ранними («унаследованными») медноколчеданными известно проявление хромитов известково-силикатной формации базит-гипербазитового субстрата пояса, что может быть объяснено лишь интенсивной надвиговой тектоникой.

Таким образом, металлогения МП РМС андезитоидных ВПП разнообразнее базальтоидных из-за более сложного строения ЗК континентального типа по сравнению с океанической и рифтогенной. Это приводит к появлению «адикитовых» магматических очагов в приподошвенной части сиалического слоя и «промежуточных» в его верхней части, что, в свою очередь, отражается в более «богатом» наборе «сопряжённых» типов оруденения, а также появлении объектов «совмещённых (унаследованных)» типов, поскольку магматические формации каждого из структурно-формационных этажей андезитоидных ВПП, а их выделяется до трёх (соответствуют раннему, среднему и позднему этапам развития), обладает «собственной» металлогенией.

3. В целом описанные КПП РМС могут рассматриваться как закономерные совокупности магматических и рудных формаций, возникающих

в ходе эволюции очагов в земной коре океанического, континентального и переходного типов и образующих вертикально-латеральные ряды, изучение строения которых может быть использовано при прогнозе как медно-порфировых, так и ассоциирующих с ними месторождений иных РФТ, что и было сделано при прогнозно-металлогеническом районировании территорий Дальневосточного, Уральского и Приволжского ФО России [12, 13, 16, 17]. В перспективных металлогенических зонах Амурско-Сихотэ-Алинской, Охотско-Чукотской, Корякско-Камчатской и Уральской минералогенических провинций выделены и оконтурены потенциальные рудные районы и узлы с ранжированием по перспективности и рекомендуемой очередности постановки ГРР различного масштаба.

Авторы глубоко благодарны Татьяне Александровне Чуриловой за техническую помощь в оформлении иллюстраций статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев А. В., Гирфанов М. М., Куликов Д. А., Мигачев И. Ф., Минина О. В. и др. Рудные районы с медно-порфировым оруденением – перспективная минерально-сырьевая база меди Южного Урала // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 3–17.
2. Викентьев И. В., Тюкова Е. Э., Мурзин В. В., Викентьева О. В., Павлов Л. Г. Воронцовское золото-рудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. – Екатеринбург : Форт Диалог-Исеть, 2016. – 206 с.
3. Звездов В. С. Геология и генезис Кирганикского золото-медного месторождения Камчатки // Отечественная геология. – 1997. – № 5. – С. 3–17.
4. Звездов В. С. Обстановки формирования крупных и сверхкрупных медно-порфировых месторождений // Отечественная геология. – 2019. – № 5. – С. 16–35.
5. Звездов В. С., Мигачев И. Ф. Медно-порфировые рудно-магматические системы с комплексной металлогенией андезитоидных и базальтоидных вулканоплутонических поясов // XII Международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов»: сборник тезисов докладов. – М. : ФГБУ «ЦНИГРИ», 2023. – С. 141–145.
6. Кременецкий А. А., Попов В. С. Гигантское Cu-Au-Mo месторождение Пиббл на юго-западе Аляски: особенности строения и формирования; перспективы Северо-Востока и Дальнего Востока России // Разведка и охрана недр. – 2010. – № 9. – С. 57–69.
7. Кривцов А. И., Звездов В. С., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Медно-порфировые месторождения. Сер. Модели месторождений цветных и благородных металлов. – М. : ФГБУ «ЦНИГРИ», 2001. – 232 с.
8. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Зональность и золотоносность руд медно-порфировых месторождений. Сер. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Обзор. – М. : ВИЭМС, 1985. – 47 с.
9. Кривцов А. И., Мигачев И. Ф., Минина О. В. Минералого-геохимические типы руд медно-порфировых месторождений – золотоносность и зональность // Геохимия. – 1985. – № 10. – С. 1417–1429.
10. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Медь» / А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев, А. Г. Волчков, Р. Н. Володин, В. С. Звездов, О. В. Минина, Ю. В. Никешин. – М. : ЦНИГРИ, 2002.
11. Мигачев И. Ф., Звездов В. С., Минина О. В. Формационные типы медно-порфировых месторождений и их рудно-магматические системы // Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 26–48.
12. Мигачев И. Ф., Минина О. В., Звездов В. С. Корякско-Камчатский регион – потенциальная медно-

- порфировая провинция // Отечественная геология. – 2020. – № 4–5. – С. 3–23.
13. Мигачев И. Ф., Минина О. В., Звездов В. С. Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса – новая перспективная медно-порфировая провинция Юго-Западной Чукотки // Отечественная геология. – 2014. – № 6. – С. 12–23.
 14. Минина О. В. Ауэрбаховская комплексная рудно-магматическая система на Среднем Урале // Отечественная геология. – 1994. – № 7. – С. 17–23.
 15. Минина О. В. Положение зон медно-порфировой минерализации в интрузивах Урала // Советская геология. – 1982. – № 2. – С. 51–55.
 16. Минина О. В., Мигачев И. Ф. Медно-порфировые провинции и зоны Южного Урала (прогнозно-металлогеническое районирование) // Отечественная геология. – 2018. – № 4. – С. 26–41.
 17. Минина О. В., Мигачев И. Ф., Звездов В. С. Прогнозно-металлогеническое районирование южной части Дальневосточного региона на медно-порфировое оруденение // Отечественная геология. – 2019. – № 1. – С. 35–49.
 18. Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // Литосфера. – 2010. – № 6. – С. 66–73.
 19. Сазонов В. Н., Мурзин В. В., Григорьев Н. А. Воронцовское золоторудное месторождение – пример минерализации карлинского типа на Урале, Россия // Геология рудных месторождений. – 1998. – Т. 40, № 2. – С. 157–170.
 20. Турьинские рудники // Энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона. В 86 т. Т. 82. – СПб. : Семеновская Типолитография, 1890–1907.
 21. Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. – М. : Научный мир, 2001. – 606 с.
 22. Черемисин А. А., Золотник-Хоткевич А. Г. Воронцовское золоторудное месторождение // Руды и металлы. – 1997. – № 1. – С. 59–70.
 23. Щепотьев Ю. М., Вартамян С. С., Орешин В. Ю., Гузман Б. В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 244 с.
 24. Calder M. F., Chang Z. I., Arribas A., Gaibor A., Dunkley P., Pastoral J., Kouzmanov K., Spandler C., Hedenquist J. W. High-grade copper and gold deposited during postpotassic chlorite-white mica-albite stage in the Far Southeast porphyry deposit, Philippines // Economic Geology. – 2022. – V. 117, № 7. – P. 1573–1596.
 25. Cook D. R., Hollings P., Walshe J. L. Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls // Economic Geology. – 2005. – V. 100. – P. 801–818.
 26. Corbett G. J., Leach T. M. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization // Society of Economic Geologists Special Publication. – 1998. – № 6. – 237 p.
 27. Cox D. P., Singer D. A. Mineral deposit models // U.S. Geological Survey Bull. – 1992. – V. 1693. – 379 p.
 28. Einaudi M. T. Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America // Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America / Titley, S.R., ed. – Tucson : University of Arizona Press, 1982. – P. 139–183.
 29. Hedenquist J. W., Arribas A. J., Aoki M. Zonation of Sulfate and Sulfide Minerals and Isotopic Composition in the Far Southeast Porphyry and Lepanto Epithermal Cu–Au Deposits, Philippines // Resource Geology. – 2017. – V. 67, No. 2. – P. 174–196
 30. Hedenquist J. W., Arribas A. J., Reynolds J. R. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines // Economic Geology. – 1998. – V. 93. – P. 373–404.
 31. Hedenquist J. W., Taran Y. A. Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions // Economic Geology. – 2013. – V. 108. – P. 1523–1540.
 32. Hollister V. F. Regional characteristics of porphyry copper of South America // Trans. A.I.M.E. – 1974. – № 1. – P. 45–53.
 33. Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits // Economic Geology. – 1970. – V. 65. – P. 373–409.
 34. Maryono A., Harrison R. L., Cook D. R. Rompo I., Terence G. H. Tectonics and Geology of Porphyry Cu-Au Deposits along the Eastern Sunda Magmatic Arc, Indonesia // Economic Geology. – 2018. – V. 113. – P. 7–38.
 35. Migachev I. Complex ore nodes of marginal volcano-plutonic belts and their geological setting // Resource Geology Special Issue. – 1993. – № 15. – P. 199–209.
 36. Plafker G., Berg H. C. Overview of the geology and tectonic history of Alaska // The Geology of Alaska, Geology of North America / Plafker G. and Berg H. C. – 1994. – V. G–1. – P. 989–1021.
 37. Richards J. P. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes // Nature geoscience. – 2013. – V. 6. – P. 911–916.
 38. Richards J. P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // Economic Geology. – 2003. – Vol. 98. – P. 1515–1533.
 39. Sillitoe R. H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. – 2010. – Vol. 105. – P. 3–41.
 40. Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C. Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models // U.S. Geological Survey. – 2008.
 41. Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Shapovalenko V. N., Collins G. S., Dvurechenskaya S. S., Bukhanova D. S., Ezhov A. I., Voskresensky K. I. The Kirganik alkalic porphyry Cu-Au prospect in Kamchatka, Eastern

- Russia: A shoshonite-related, silica-undersaturated system in a Late Cretaceous Island arc setting // *Ore Geology Reviews*. – 2021. – V. 128. – Article 103893.
42. *Van Dongen M., Weinberg R. F., Tomkins A. G.* Grade distribution of the giant Ok Tedi Cu-Au deposit, Papua New Guinea // *Economic Geology*. – 2013. – V. 108. – P. 1773–1781.
43. *Wilkinson J. J.* Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs // *Nature geoscience*. – 2013. – V. 6. – P. 917–923.

REFERENCES

- Andreyev A. V., Girfanov M. M., Kulikov D. A., Migachev I. F., Minina O. V.* et al. Rudnyye rayony s medno-porfirovym orudneniyem – perspektivnaya mineral'no-syr'yevaya baza medi Yuzhnogo Urala [Ore areas with porphyry copper mineralization – a promising mineral resource base for copper in the Southern Urals]. *Otechestvennaya geologiya*, 2018, No. 4, pp. 3–17. (In Russ.)
- Vikent'yev I. V., Tyukova Ye. E., Murzin V. V., Vikent'yeva O. V., Pavlov L. G.* Vorontsovskoye zolotorudnoye mestorozhdeniye. *Geologiya, formy zolota, genezis* [Vorontsovskoye gold ore deposit. Geology, forms of gold, genesis], Yekaterinburg, Fort Dialog-Iset' publ., 2016, 206 p. (In Russ.)
- Zvezdov V. S.* Geologiya i genezis Kirganikskogo zoloto-mednogo mestorozhdeniya Kamchatki [Geology and genesis of the Kirganik gold-copper deposit in Kamchatka]. *Otechestvennaya geologiya*, 1997, No. 5, pp. 3–17. (In Russ.)
- Zvezdov V. S.* Obstanovki formirovaniya krupnykh i sverkhkrupnykh medno-porfirovnykh mestorozhdeniy [Conditions for the formation of large and super-large porphyry copper deposits]. *Otechestvennaya geologiya*, 2019, No. 5, pp. 16–35. (In Russ.)
- Zvezdov V. S., Migachev I. F.* Medno-porfirovyye rudno-magmatischekiye sistemy s kompleksnoy metallogeniye andezitoidnykh i bazal'toidnykh vulkano-plutonicheskikh poyasov [Copper-porphyry ore-magmatic systems with complex metallogeny of andesitoid and basaltoid volcano-plutonic belts], Moscow, TSNIGRI, 2023, pp. 141–145. (In Russ.)
- Kremenetskiy A. A., Popov V. S.* Gigantskoye Cu-Au-Mo mestorozhdeniye Pebbl na yugo-zapade Alyaski: osobennosti stroyeniya i formirovaniya; perspektivy Severo-Vostoka i Dal'nego Vostoka Rossii [The giant Pebble Cu-Au-Mo deposit in southwest Alaska: features of structure and formation; prospects for the Northeast and Far East of Russia]. *Razvedka i okhrana nedr*, 2010, No. 9, pp. 57–69. (In Russ.)
- Krivtsov A. I., Zvezdov V. S., Migachev I. F., Minina O. V.* Medno-porfirovyye mestorozhdeniya. Ser. Modeli mestorozhdeniy tsvetnykh i blagorodnykh metallov [Porphyry copper deposits. Ser. Models of deposits of non-ferrous and precious metals], Moscow, TSNIGRI publ., 2001, 232 p. (In Russ.)
- Krivtsov A. I., Migachev I. F., Minina O. V.* Zonal'nost' i zolotonosnost' rud medno-porfirovnykh mestorozhdeniy. Ser. Geologiya, metody poiskov i razvedki mestorozhdeniy metallicheskikh poleznykh iskopayemykh. Obzor [Zoning and gold content of ores of copper-porphyry deposits. Ser. Geology, methods of prospecting and exploration of deposits of metallic minerals. Review], Moscow, VIEMS publ., 1985, 47 p. (In Russ.)
- Krivtsov A. I., Migachev I. F., Minina O. V.* Mineralogogeokhimicheskiye tipy rud medno-porfirovnykh mestorozhdeniy – zolotonosnost' i zonal'nost' [Mineralogical and geochemical types of ores of porphyry copper deposits - gold content and zoning]. *Geokhimiya*, 1985, No. 10, pp. 1417–1429. (In Russ.)
- Metodicheskoye rukovodstvo po otsenke prognoznnykh resursov almazov, blagorodnykh i tsvetnykh metallov. Vyp. «Med'»* [Methodological guidelines for assessing the predicted resources of diamonds, precious and non-ferrous metals. Is. "Copper"]. A. I. Krivtsov, I. F. Migachev, A. G. Volchikov, R. N. Volodin, V. S. Zvezdov, O. V. Minina, Yu. V. Nikeshin, Moscow, TSNIGRI, 2002. (In Russ.)
- Migachev I. F., Zvezdov V. S., Minina O. V.* Formatsionnyye tipy medno-porfirovnykh mestorozhdeniy i ikh rudno-magmatischekiye sistemy [Formation types of porphyry copper deposits and their ore-magmatic systems]. *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 1, pp. 26–48. (In Russ.)
- Migachev I. F., Minina O. V., Zvezdov V. S.* Koryaksko-Kamchatskiy region – potentsial'naya medno-porfirovaya provintsia [The Koryak-Kamchatka region is a potential porphyry copper province]. *Otechestvennaya geologiya*, 2020, No. 4–5, pp. 3–23. (In Russ.)
- Migachev I. F., Minina O. V., Zvezdov V. S.* Mezozoysko-kaynozoyeskiye vulkanoplutonicheskkiye poyasa – novaya perspektivnaya medno-porfirovaya provintsia Yugo-Zapadnoy Chukotki [Mesozoic-Cenozoic volcano-plutonic belts – a new promising porphyry copper province of Southwestern Chukotka]. *Otechestvennaya geologiya*, 2014, No. 6, pp. 12–23. (In Russ.)
- Minina O. V.* Auerbakhovskaya kompleksnaya rudno-magmatischeeskaya sistema na Srednem Urale [Auerbakh

- complex ore-magmatic system in the Middle Ural]. *Otechestvennaya geologiya*, 1994, No. 7, pp. 17–23. (In Russ.)
15. *Minina O. V.* Polozheniye zon medno-porfirovoy mineralizatsii v intruzivakh Urala [Position of zones of porphyry copper mineralization in the intrusions of the Urals]. *Sovetskaya geologiya*, 1982, No. 2, pp. 51–55. (In Russ.)
 16. *Minina O. V., Migachev I. F.* Medno-porfirovyye provintsi i zony Yuzhnogo Urala (prognozno-metallogenicheskoye rayonirovaniye) [Porphyry copper provinces and zones of the Southern Urals (forecast metallogenic zoning)]. *Otechestvennaya geologiya*, 2018, No. 4, pp. 26–41. (In Russ.)
 17. *Minina O. V., Migachev I. F., Zvezdov V. S.* Prognozno-metallogenicheskoye rayonirovaniye yuzhnoy chasti Dal'nevostochnogo regiona na medno-porfirovoye orudneniye [Forecast-metallogenic zoning of the southern part of the Far Eastern region for porphyry copper mineralization]. *Otechestvennaya geologiya*, 2019, No. 1, pp. 35–49. (In Russ.)
 18. *Murzin V. V., Sazonov V. N., Ronkin Yu. L.* Model' formirovaniya Vorontsovskogo zolotorudnogo mestorozhdeniya na Urale (karlinskiy tip): novyye dannyye i problemy [Model of the formation of the Vorontsov gold deposit in the Urals (Carlin type): new data and problems]. *Litosfera*, 2010, No. 6, pp. 66–73. (In Russ.)
 19. *Sazonov V. N., Murzin V. V., Grigor'yev N. A.* Vorontsovskoye zolotorudnoye mestorozhdeniye – primer mineralizatsii karlinskogo tipa na Urale, Rossiya [Vorontsovskoe gold deposit – an example of Carlin type mineralization in the Urals, Russia]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1998, V. 40, No. 2, pp. 157–170. (In Russ.)
 20. *Tur'inskiye rudniki* [Turinsky mines]. *Entsiklopedicheskiy slovar' Brokgauza i Yefrona*. V. 82, St. Peterburg, Semenovskaya Tipolitografiya publ., 1890–1907. (In Russ.)
 21. *Khain V. Ye.* Tektonika kontinentov i okeanov [Tectonics of continents and oceans], Moscow, Nauchnyy mir publ., 2001, 606 p. (In Russ.)
 22. *Cheremisin A. A., Zolotnik-Khotkevich A. G.* Vorontsovskoye zolotorudnoye mestorozhdeniye [Vorontsovskoye gold ore deposit]. *Rudy i metally*, 1997, No. 1, pp. 59–70. (In Russ.)
 23. *Shchepot'yev Yu. M., Vartanyan S. S., Oreshin V. Yu., Guzman B. V.* Zolotorudnyye mestorozhdeniya ostrovykh dug Tikhogo okeana [Gold deposits of the island arcs of the Pacific Ocean], Moscow, TSNIIGRI publ., 1989, 244 p. (In Russ.)
 24. *Calder M. F., Chang Z. I., Arribas A., Gaibor A., Dunkley P., Pastoral J., Kouzmanov K., Spandler C., Hedenquist J. W.* High-grade copper and gold deposited during postpotassic chlorite-white mica-albite stage in the Far Southeast porphyry deposit, Philippines. *Economic Geology*, 2022, V. 117, No. 7, pp. 1573–1596.
 25. *Cook D. R., Hollings P., Walshe J. L.* Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology*, 2005, V. 100, pp. 801–818.
 26. *Corbett G. J., Leach T. M.* Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration and mineralization. Society of Economic Geologists Special Publication, 1998, No. 6, 237 p.
 27. *Cox D. P., Singer D. A.* Mineral deposit models. U.S. Geological Survey Bull., 1992, V. 1693, 379 p.
 28. *Einaudi M. T.* Description of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. Titledy, S.R., ed, Tucson, University of Arizona Press, 1982, pp. 139–183.
 29. *Hedenquist J. W., Arribas A. J., Aoki M.* Zonation of Sulfate and Sulfide Minerals and Isotopic Composition in the Far Southeast Porphyry and Lepanto Epithermal Cu–Au Deposits, Philippines. *Resource Geology*, 2017, V. 67, No. 2, pp. 174–196.
 30. *Hedenquist J. W., Arribas A. J., Reynolds J. R.* Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu–Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 1998, V. 93, pp. 373–404.
 31. *Hedenquist J. W., Taran Y. A.* Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology*, 2013, V. 108, pp. 1523–1540.
 32. *Hollister V. F.* Regional characteristics of porphyry copper of South America. *Trans. A.I.M.E.*, 1974, No. 1, pp. 45–53.
 33. *Lowell J. D., Guilbert J. M.* Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 1970, V. 65, pp. 373–409.
 34. *Maryono A., Harrison R. L., Cook D. R., Rompo I., Terence G. H.* Tectonics and Geology of Porphyry Cu–Au Deposits along the Eastern Sunda Magmatic Arc, Indonesia. *Economic Geology*, 2018, V. 113, pp. 7–38.
 35. *Migachev I.* Complex ore nodes of marginal volcano-plutonic belts and their geological setting. *Resource Geology Special Issue*, 1993, No. 15, pp. 199–209.
 36. *Plafker G., Berg H. C.* Overview of the geology and tectonic history of Alaska. *The Geology of Alaska, Geology of North America / Plafker G. and Berg H. C.*, 1994, V. G–1, pp. 989–1021.
 37. *Richards J. P.* Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes. *Nature geoscience*, 2013, V. 6, pp. 911–916.
 38. *Richards J. P.* Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu–(Mo–Au) deposit formation. *Economic Geology*, 2003, Vol. 98, pp. 1515–1533.
 39. *Sillitoe R. H.* Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 2010, Vol. 105, pp. 3–41.
 40. *Singer D. A., Berger V. I., Moring B. C.* Porphyry copper deposits of the world: database and tonnage models. U.S. Geological Survey, 2008.

41. *Soloviev S. G., Kryazhev S. G., Shapovalenko V. N., Collins G. S., Dvurechenskaya S. S., Bukhanova D. S., Ezhov A. I., Voskresensky K. I.* The Kirganik alkalic porphyry Cu-Au prospect in Kamchatka, Eastern Russia: A shoshonite-related, silica-undersaturated system in a Late Cretaceous Island arc setting. *Ore Geology Reviews*, 2021, V. 128, Article 103893.
42. *Van Dongen M., Weinberg R. F., Tomkins A. G.* Grade distribution of the giant Ok Tedi Cu-Au deposit, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 2013, V. 108, pp. 1773–1781.
43. *Wilkinson J. J.* Triggers for the formation of porphyry ore deposits in magmatic arcs. *Nature geoscience*, 2013, V. 6, pp. 917–923.

Статья поступила в редакцию 23.10.23; одобрена после рецензирования 3.11.23; принята к публикации 7.11.23.
The article was submitted 23.10.23; approved after reviewing 3.11.23; accepted for publication 7.11.23.

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.

Палеовулканизм восточной части Магнитогорской мегазоны (Южный Урал): петрология, геохимия и перспективы золотоносности

Рассмотрены геолого-петрографические и петрогеохимические особенности вулканических пород Гумбейской зоны на Южном Урале, являющейся фронтальной восточной прибортовой частью Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Вулканиты объединены в гумбейскую вулканическую ассоциацию. Показано, что она представлена непрерывной гомодромной серией базальт–андезит–дацит–риодацит. Особенности состава вулкаников позволяют уверенно отнести их к островодужной известково-щелочной серии, а точнее к образованиям «развитых» островных дуг. Сделан вывод о том, что главным процессом, определяющим облик и состав единой петрогенетической серии пород гумбейской ассоциации, является фракционная кристаллизация родоначальных базальтовых расплавов в глубинных, а затем – в приповерхностных периферических очагах. Гравитационная дифференциация также осуществлялась *in situ* при становлении отдельных магматических тел. Принципиальное сходство ассоциирующихся с вулканиками золото-серебряных месторождений с аналогичными объектами современных островных дуг позволяет сделать заключение о больших перспективах всей территории Гумбейской зоны на золото-серебряное оруденение. Выделены два прогнозируемых рудных поля.

Ключевые слова: Южный Урал, Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, гумбейская вулканическая ассоциация, гомодромная серия, островодужная известково-щелочная серия, фракционная кристаллизация, гравитационная дифференциация, золото-серебряные месторождения, прогнозируемые рудные поля.

СУРИН ТИМОФЕЙ НИКОЛАЕВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий отделом, Timofey_Surin@vsegei.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург

Paleovolcanism of the eastern Magnitogorsk megazone, Southern Urals: Petrology, geochemistry, and gold-bearing perspectives

T. N. SURIN

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg

The geological-petrographic and petrogeochemical features of volcanic rocks are considered of the Gumbeika zone in the Southern Urals, that is the frontal easternmost portion of the East Magnitogorsk paleo-island arc. The volcanites are united into the Gumbeika volcanic association. The association is shown to be represented by the basalt–andesite–dacite–rhyodacite “uninterrupted” homodrom igneous series. The compositional features of the volcanics allow confident assigning them to the island-arc calc-alkaline series, or more precisely, to formations of “developed” island arcs. It is concluded that the main process that determines the general appearance and composition of the unified petrogenetic series of rocks of the Gumbeika association was the fractional crystallization of the parental basaltic melts in deep-seated chambers and, then, in near-surface peripheral ones. The emplacement of some of the magmatic bodies was also accompanied by *in situ* gravitational differentiation. The general similarity of the volcanics-associated gold-silver deposits with the analogs within recent island arcs allows us to suggest a great perspectives for gold-silver mineralization throughout the Gumbeika zone. Two forecasted ore fields have been identified.

Key words: Southern Urals, East Magnitogorsk paleo-island arc, Gumbeika volcanic association, homodrom igneous series, island-arc calc-alkaline series, fractional crystallization, gravitational differentiation, gold-silver deposits, forecasted ore fields.

Магнитогорская мегазона, по современным представлениям, является северной частью крупнейшей на Урале и важнейшей в металлогеническом отношении Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Последняя состоит, по мнению ряда исследователей, из двух субпараллельных островных дуг (Западно- и Восточно-Магнитогорской) с разделяющим их междуговым бассейном [26, 27]. Уфимские геологи более обоснованной считают модель, в которой Западно- и Восточно-Магнитогорские зоны рассматриваются в качестве фрагментов одной палеоостровной дуги, разделённых карамалыташским внутридуговым спрединговым бассейном [10].

Крайняя восточная прибортовая часть Магнитогорской мегазоны представляет собой вытянутую в субмеридиональном направлении более чем на 300 км вулканическую палеогряду, отождествляемую с Гумбейской структурно-формационной зоной и сложенную специфическими образованиями, охарактеризованными ниже. Она является фронтальной частью Восточно-Магнитогорской палеодуги и с востока ограничена шовной Уйско-Кацбахской зоной, трассируемой многочисленными телами альпинотипных гипербазитов [21]. На западе она граничит с крупнейшей на Южном Урале колчеданосной Учалино-Александринской зоной (рис. 1). Слагающие зону вулканисты объединены нами в гумбейскую вулканическую ассоциацию [16, 17]. До недавнего времени считалось, что они являются возрастными и формационными аналогами раннеэйфельского ирендыкского комплекса, развитого в Западно-Магнитогорской островной дуге [29]. Петролого-геохимическое изучение вулканистов ирендыкского комплекса показало, что они большей частью по своим параметрам соответствуют образованиям известково-щелочной серии примитивных, или «юных» островных дуг [3]. В результате проведения геологосъёмочных работ в Гумбейской зоне доказано, что слагающие её вулканисты имеют более молодой возраст, соответствующий лангурскому горизонту эйфельского яруса и живетскому ярусу (живетскому ярусу, по уральской схеме 1980 г.), то есть являются синхронными с колчеданосными вулканистами Учалино-Александринской зоны [14].

Уже первые результаты петролого-геохимического изучения вулканистов Гумбейской зоны позволили уверенно заключить, что они не являются

аналогами пород ирендыкского комплекса и сформировались в условиях, более соответствующих «развитым» островным дугам [21, 31]. Этот вопрос весьма важен для понимания магматической эволюции и геодинамики развития всего Южного Урала. Изучение вулканистов Гумбейской зоны представляет также значительный интерес в связи с тем, что с ними связано формирование весьма своеобразных и нетипичных для Урала золото-серебряных руд (месторождения Куросанского рудного поля).

В составе гумбейской ассоциации выделяются: собственно гумбейская эйфельско-живетская вулканическая толща с комагматическими жерловыми и субвулканическими образованиями, а также на ряде участков перекрывающая её позднеживетско-раннефранская новобуранная свита, сложенная главным образом туфогенно-осадочными породами [14, 16, 17]. Гумбейская толща представлена порфиоровыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми базальтами, их лавобрекчиями, кластолавами, лавокластитами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, реже туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, яшмами, изредка отмечаются прослой радиоляритов, а в верхах толщи изредка отмечаются дациты, риодациты или их туфы. Мощность толщи с учётом геофизических данных составляет от 1300 до 4400 м. Нижний контакт толщи – тектонический. Граничит она с раннедевонской киембаевской свитой. В самой гумбейской свите эйфельские конодонты найдены в средней части разреза. Поскольку в нижней её части никакого перерыва в вулканизме не было, логично предположить их разновозрастность. Жерловые образования представлены лавобрекчиями и кластолавами базальтов и андезибазальтов или, гораздо реже, экструзиями или жерловыми фациями (типа некков) дацитов и риодацитов. Субвулканические образования представлены дайками разнообразного состава: от базальтов до дацитов и риодацитов. Новобуранная свита состоит из ритмичной толщи полимиктовых конгломератобрекчий, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с прослоями туффитов дацитов и риодацитов, реже – кремнистых пород. Обломочный материал представлен главным образом переотложенной кислой пирокластикой переменного (от андезитов до риолитов) состава. В южной части Гумбейской подзоны в составе свиты также выявлены маломощные

эффузивные образования кислого состава. Мощность свиты варьирует в пределах 150–400 м.

Сравнение петрогеохимических особенностей андезитов и кислых пород гумбейской толщи и новобуранной свиты показало их полную идентичность с той лишь разницей, что в целом для новобуранной свиты характерны более кислые образо-

вания [16, 17], поэтому, с петрологической точки зрения, необходимо рассматривать всю совокупность магматических пород гумбейской ассоциации как единую в генетическом отношении.

Тип вулканизма в Гумбейской зоне – отчётливо проявленный центральный. Коэффициент эксплозивности составляет около 40%. Среди продуктов

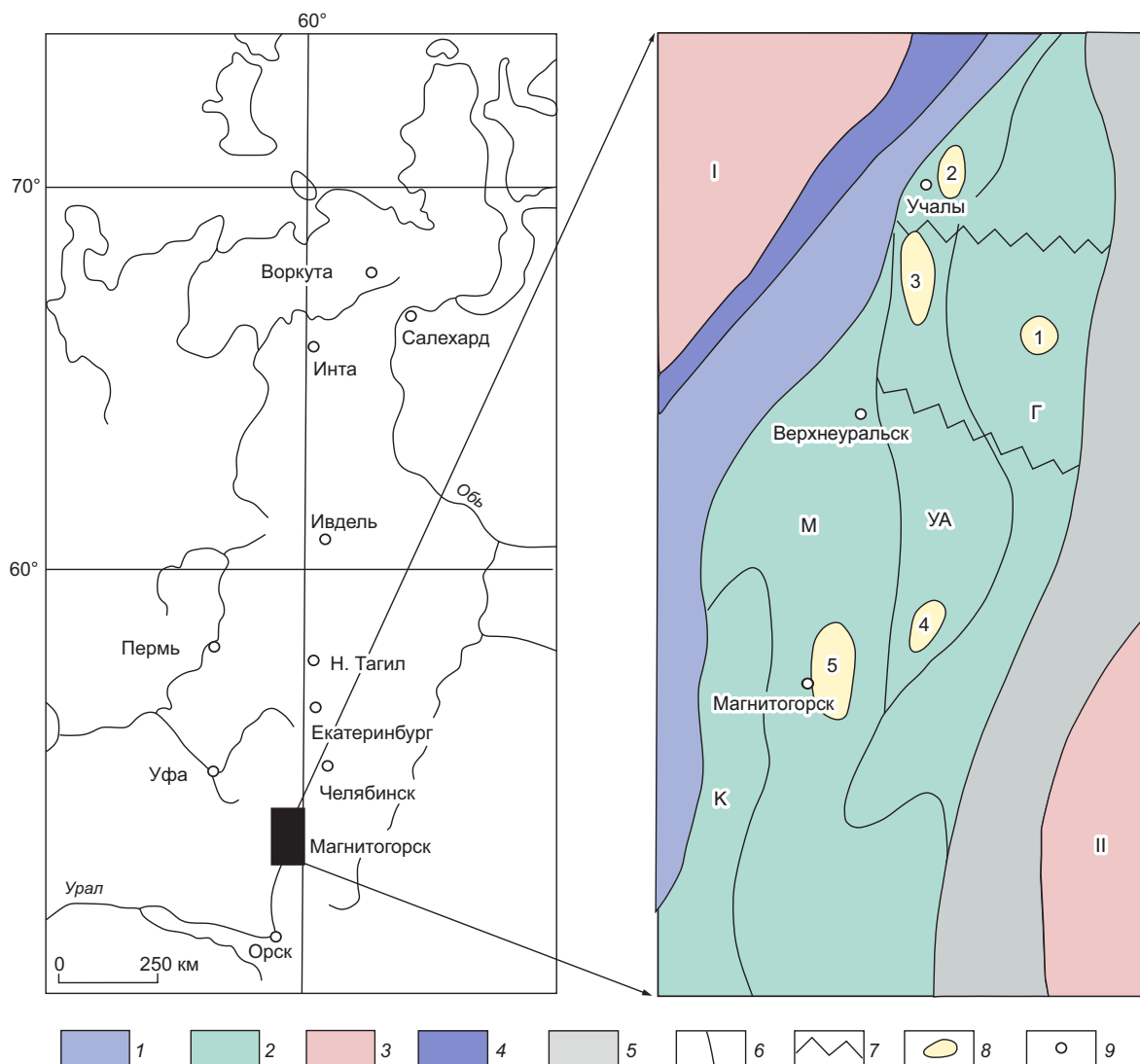


Рис. 1. Месторасположение и структурно-формационное районирование северной части Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги:

1 – образования Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги и междугового бассейна; 2 – структурно-формационные зоны Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Г – Гумбейская, УА – Учалино-Александринская, М – Магнитогорская, К – Кизильская); 3 – сопредельные структуры 1-го порядка: Центрально-Уральское (I) и Восточно-Уральское (II) поднятия; 4–5 – крупнейшие сутурные зоны: 4 – Главная Уральская и 5 – Уйско-Кацбахская (5); 6 – границы зон; 7 – зоны поперечных дислокаций; 8 – крупнейшие рудные поля (1 – Куросанское золото-серебруродное, 2–4 – медно-цинковоколчеданные: 2 – Учалинское, 3 – Узельгинское, 4 – Александринское, 5 – Магнитогорское железорудное); 9 – крупные города

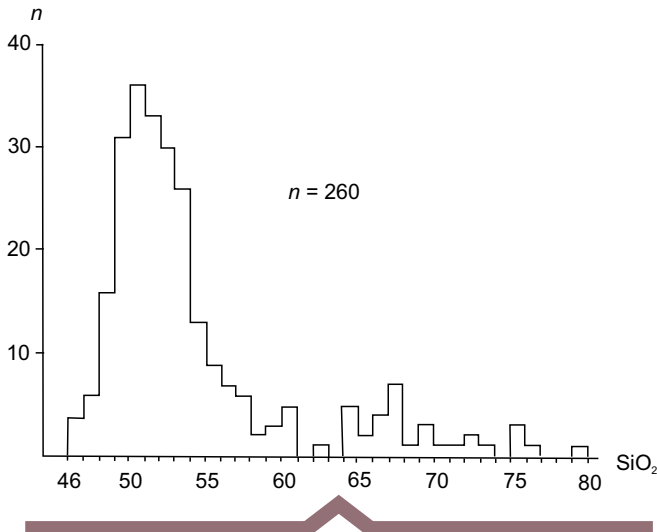


Рис. 2. Гистограмма распределения кремнезёма в вулканитах гумбейской ассоциации (n – число определений)

извержений присутствуют как туфы различной размерности, так и многочисленные лавовые потоки различной мощности (от 1 до 20 м). Тип извержений, по-видимому, был близок к стромболианскому. Значительное увеличение мощности вулкаников вблизи построек позволяет предположить, что вулканы по форме были близки к щитовым. На поздней стадии развития зоны, во время затухания вулканизма, возникали отдельные вулканические постройки, с гидротермальной деятельностью которых связано формирование золото-серебряных руд. В целом же эволюция вулканизма в Гумбейской зоне обнаруживает отчётливо проявленную гомодромную направленность, что выражается в наличии среди поздних по времени дифференциатов отдельных тел андезитов, дацитов и риодацитов.

Петрофонд гумбейской ассоциации представлен (в %): базальтами – 60, андезибазальтами – 21, андезитами – 6,5, дацитами – 7 и более кислыми породами – 5,5 (рис. 2).

Петрографические особенности пород отличаются большим разнообразием. Все разновидности базальтов характеризуются отчётливо проявленными миндалекаменными текстурами и порфировыми структурами. По составу вкрапленников они подразделяются на пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые. Размер вкрапленников варьирует в широких пределах (от 0,5 мм до 0,8 см). Обычно наблюдаются несколько (до 5) генераций вкраплен-

ников. Кристаллизация, очевидно, почти всегда начиналась до достижения расплавами поверхности, причём обычно первым кристаллизующимся минералом был пироксен. Количество вкрапленников сильно варьирует, составляя от 5–7% объёма пород до 25–30% в серийно-порфировых эффузивах. Среди пироксеновых базальтов нередко встречаются двупироксеновые. Ортопироксен образует единичные субидiomорфные выделения размером до 1 мм, обычно со следами коррозии. Он всегда нацело замещён вторичными минералами (баститом, хлоритом, карбонатом) и распознаётся лишь по форме псевдоморфоз. Клинопироксен чаще всего образует отчётливо идиоморфные кристаллы, в серийно-порфировых базальтах наблюдаются многочисленные сростки его с плагиоклазом, а также иногда клинопироксеновые сегрегации из множества (до 50) мелких индивидов. Оливины не обнаружили. Плагиоклаз образует идиоморфные крупные выделения (первая генерация), а также множественные более мелкие лейсты (последующие генерации) и мелкие индивиды в основной массе пород. Нередко можно видеть своеобразные крестообразные плагиоклазовые двойники. Магнетит образует две отчётливые генерации. Первая представлена относительно крупными (до 0,5 мм) вкрапленниками, вторая – мелкой вкрапленностью в основной массе пород. Нередко отмечаются включения раннего магнетита в более поздних по времени кристаллизации минералах (клинопироксене, плагиоклазе). Структуры основной массы варьируют от интерсертальных, гиалопилитовых, микролитовых до почти полнокристаллических диабазовых. Последние характерны для центральных частей мощных лавовых потоков и субвулканических образований. Важно отметить, что даже в небольших по мощности потоках отмечается отчётливо проявленная гравитационная дифференциация, выражающаяся в концентрации клинопироксеновых выделений в нижней и центральной частях отдельных тел, тогда как плагиоклаз, по-видимому, в результате «всплывания» накапливается в прикровельной части потоков. Далее мы рассмотрим химизм этого процесса. В восточной части Гумбейской зоны, а также в отдельных блоках в пределах шовной Уйско-Кацбахской зоны породы подвержены метаморфизму эпидот-актинолитовой ступени, нередко расслаиваются или катаклазированы.

Андезибазальты отличаются от базальтов в целом повышенной ролью плагиоклаза в составе

пород и, соответственно, пониженной ролью клинопироксена, хотя это отношение, естественно, сохраняется далеко не всегда. Иногда в них появляется базальтическая роговая обманка, которая или замещает клинопироксен, или обрастает его со всех сторон. В целом же они весьма схожи в петрографическом отношении с базальтами.

Андезиты по составу породообразующих минералов подразделяются на плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и пироксен-роговообманково-плагиоклазовые. Структуры, как правило, мелкопорфировые в эффузивах или призматически-зернистые в субвулканических породах. Плагиоклаз составляет до 30% объёма пород, часто около 20%. Как правило, он образует несколько генераций (до 4–5), обычно не менее трёх. Ранняя представлена крупными (1,5–2 мм) лейстами, более поздние – мелкими призмами и микролитами в основной массе. Клинопироксен образует мелкие (до 0,5 мм) идиоморфные выделения, нередко сросшиеся с плагиоклазом. Роговая обманка составляет до 10% объёма пород, обычно 5–7%. В субвулканических породах она выполняет интерстиции между многочисленными зёрнами плагиоклаза в основной массе пород. Изредка в андезитах наблюдаются реликтовые выделения ортопироксена (?) в виде включений в амфиболе, замещённые вторичными минералами. В эффузивных андезитах также иногда отмечается базальтическая роговая обманка, мелкие вкрапленники (до 1 мм) которой составляют около 7% объёма пород. Для всех типов андезитов характерны крупные (до 2 мм) ранние выделения магнетита, много его и в основной массе пород, причём иногда в изрядном количестве. Основная масса в эффузивах обычно микролитовая, пилотакситовая, реже гиалопилитовая (андезитовая).

Дацинты по составу подразделяются на плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые и кварцсодержащие роговообманково-плагиоклазовые. Структуры пород обычно мелкопорфировые. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой, причём плагиоклаз обычно в значительной мере преобладает, но иногда отмечаются и обогащённые амфиболом породы. Плагиоклаз образует мелкие (до 2 мм) вкрапленники призматической формы, составляющие 10–15% объёма пород. Роговая обманка представлена удлинёнными (до 4–5 мм) кристаллами, составляет обычно не более 5–7% объёма пород. Очень редко в породе наблюдаются реликты клинопиро-

ксена, замещаемого амфиболом. Кварц достаточно редко образует очень мелкие (до 0,5 мм) вкрапленники, причём они, как правило, резорбированы. Вкрапленники магнетита встречаются редко, но достаточно обычна «рудная пыль» в основной массе пород. В лавовых фациях основная масса микролитовая или гиалопилитовая, реже фельзитовая (с вторичным кварцем), очень плохо раскрыта. В субвулканических породах она, наоборот, почти полнокристаллическая (призматически-зернистая), причём кварц заполняет интерстиции между выделениями плагиоклаза и роговой обманки. Очень редко в основной массе пород также наблюдаются весьма мелкие микролиты калиевого полевого шпата. Важная особенность дацитов – наличие в них мелких гомеогенных включений андезитового состава, впрочем, достаточно редких.

Риодациты и риолиты также обычно обладают мелкопорфировой структурой. По составу вкрапленников выделяются плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые разновидности пород. Плагиоклаз образует идиоморфные выделения табличной формы, составляющие до 10% объёма пород. Обычно присутствуют 2–3 генерации вкрапленников, размер их варьирует от 1 до 3 мм. Кварц (если он присутствует) образует единичные хорошо огранённые кристаллы размером до 2 мм характерного тригонально-призматического габитуса. Структуры основной массы в эффузивах обычно фельзитовые, реже гиалопилитовые, иногда с элементами сферолитовой.

Субвулканические и экструзивные образования состоят практически из кварца и плагиоклаза, причём нередко в них наблюдается характерная аллотриоморфнозернистая (то есть образовавшаяся в результате перекристаллизации) структура.

Обычно все породы гумбейской ассоциации в той или иной степени вторично изменены. С образованиями гумбейской ассоциации связана мощная гидротермальная деятельность, приводящая к формированию своеобразных пирит-карбонат-кварц-серицитовых метасоматитов с халцедоном, гидрослюдами и (что очень важно!) адуляром, несущих золото-серебряную минерализацию. На месторождениях Курсанского рудного поля вмещающие породы нередко изменены до неузнаваемости. Тем не менее иногда в них наблюдаются реликтовые миндалекаменные текстуры (рис. 3). По нашим данным, эти метасоматиты представляют собой сильно изменённые («осветлённые»)

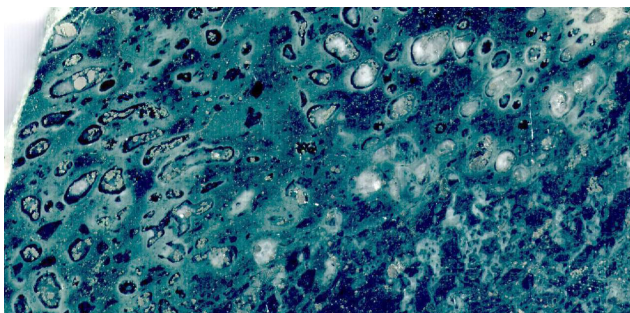


Рис. 3. Миндалекаменная текстура андезибазальта на фланге месторождения Восточный Куросан (скв. 4401, глубина 120 м):

миндалины выполнены хлоритом (чёрное), адуляром (светлое) и пиритом (серое). Хорошо различима зональность миндалин

базальты и андезибазальты, а не дациты, как считается в работе [31]. На возможность совершения подобных ошибок ранее уже указывалось [26].

Средние химические и нормативные составы пород гумбейской ассоциации приведены в табл. 1. Следует обратить внимание на высокую долю полевых шпатов в нормативном составе всех типов пород, при этом содержание анортита постепенно уменьшается, а ортоклаза, наоборот, увеличивается по мере роста кремнезёмистости пород. Нормативный цветовой индекс также закономерно уменьшается в этом же направлении, причём базальты являются оливин-нормативными при высокой доли фаялита в составе нормативного оливина. Андезибазальты являются кварц-нормативными, по мере роста содержания кремнезёма количество нормативного кварца «быстро» увеличивается, достигая очень высокого значения в риолитах. Последние содержат нормативный корунд, то есть пересыщены глинозёмом.

Рассмотрим изменение средних составов пород при помощи ряда известных диаграмм (рис. 4). По соотношению кремнезёма и суммарной щёлочности образования гумбейской ассоциации принадлежат к образованиям нормальной щёлочности, хотя нельзя не отметить близость тренда, образуемого средними составами пород к границе между породами нормального ряда и субщелочными образованиями. По нашим наблюдениям, субщелочные породы – не редкость в Гумбейской подзоне [21], причём можно отметить, что щёлочность пород закономерно возрастает в направле-

нии с севера на юг, что является выражением продольной зональности палеоостроводужной структуры, то есть её удалением в указанном направлении от палеозоны субдукции. Этот факт может свидетельствовать о том, что зона субдукции не была субпараллельна островодужной структуре и в южной части была наиболее удалена от вулканического фронта, чем в северной. Сумма щелочей увеличивается по мере накопления кремнезёма, причём при переходе от средних по составу пород к кислым наблюдается особенно «быстрый» её рост. По соотношению кремнезёма и калия породы в целом являются представителями низкокалиевой известково-щелочной серии, хотя и базальты, и кислые образования близки по содержанию калия к представителям калиевой известково-щелочной серии. С увеличением кислотности пород в них заметно возрастает роль калия в сумме щелочей, но тип щёлочности при этом сохраняется калиево-натриевым. На диаграмме А. Миаширо средние составы пород также образуют отчётливо проявленный «известково-щелочной» тренд, близкий к тренду «гиперстенной» серии Куно. «Медленное» возрастание коэффициента фракционирования по мере роста кремнезёмистости пород также позволяет уверенно отнести вулканы гумбейской ассоциации к образованиям известково-щелочной серии. Степень окисленности железа также в целом закономерно возрастает по мере увеличения содержания кремнезёма, при этом в области риодацитовых составов наблюдается характерный минимум указанной величины, что является, по нашему мнению, ясным указанием на мощную дегазацию расплава. Возможно, именно с последним процессом связано формирование гидротермально-метасоматических изменений и золото-серебряной минерализации Куросанского рудного поля. Повышение калиевого содержания по отношению к натриевости вместе со снижением кальциевого содержания пород также является выражением типичного боуэновского пути дифференциации. Именно повышенная калиево-щелочность отличает кислые вулканы гумбейской ассоциации от аналогичных по кремнезёмистости колчеданосных вулканических образований Учалино-Александринской зоны, поскольку последние имеют отчётливо натриевый тип щёлочности и являются по существу вулканическими аналогами трондьемитов [22]. Содержание глинозёма от базальтов к андезибазальтам несколько повышается, а в дальнейшем с увеличением кислотности пород неуклонно

понижается (см. рис. 4), что является результатом пироксенового фракционирования на начальном этапе эволюции исходного расплава, и плагиоклазового – на дальнейших этапах. Это подтверждается изучением петрографических особенностей пород. Содержание титана постепенно уменьшается в ряду от базальтов до риолитов, что типично

именно для островодужных известково-щелочных серий.

Выше уже отмечалось, что в отдельных случаях в эффузивных потоках отмечается отчётливо проявленная гравитационная дифференциация с обогащением нижних частей потоков пироксеном и, соответственно, верхних частей – плагиоклазом.

1. Средние химические и нормативные составы вулканитов гумбейской вулканической ассоциации

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,395	54,429	58,975	65,224	68,124	74,367
TiO ₂	0,851	0,823	0,777	0,660	0,583	0,282
Al ₂ O ₃	16,387	16,750	16,466	15,061	14,716	12,646
Fe ₂ O ₃	4,009	3,683	3,164	2,860	1,961	1,379
FeO	6,568	5,808	4,432	3,426	2,831	1,598
MnO	0,160	0,145	0,120	0,140	0,096	0,047
MgO	7,274	5,463	4,039	1,922	1,511	0,847
CaO	10,078	7,731	6,782	3,538	3,030	1,237
Na ₂ O	2,854	3,703	3,894	4,622	4,477	4,210
K ₂ O	1,197	1,233	1,155	2,305	2,488	3,309
P ₂ O ₅	0,229	0,232	0,196	0,242	0,182	0,079
Q	0,000	3,601	11,668	18,867	23,301	32,879
C	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,078
Or	7,074	7,287	6,826	13,622	14,703	19,555
Ab	24,150	31,334	32,950	39,111	37,884	35,624
An	28,364	25,438	24,036	13,539	12,708	5,620
Di	16,226	9,217	6,719	1,983	0,929	0,000
Hy	11,782	15,682	11,282	6,918	6,102	3,527
Ol	4,445	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mt	5,813	5,340	4,588	4,147	2,843	1,999
Ilm	1,616	1,563	1,476	1,253	1,107	0,536
Ap	0,530	0,537	0,454	0,560	0,421	0,183
№ pl	54,013	44,807	42,179	25,715	25,119	13,626
Wo (Di)	8,406	4,759	3,477	1,015	0,473	0,000
En (Di)	5,500	3,012	2,246	0,588	0,261	0,000
Fs (Di)	2,320	1,446	0,997	0,380	0,194	0,000
En (Hy)	8,287	10,595	7,814	4,200	3,502	2,110
Fs (Hy)	3,495	5,087	3,468	2,718	2,600	1,417
Fo (Ol)	3,035	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fa (Ol)	1,411	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
n	156	55	17	11	11	10

Примечание. 1–6 – породы: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты, 4 – дациты, 5 – риодациты, 6 – риолиты; n – число анализов. Анализы пересчитаны на безводную основу; нормативные минералы: Q – кварц, C – корунд, Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит, Di – диопсид, Hy – гиперстен, Ol – оливин, Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит, Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит, Fo – форстерит, Fa – фаялит, № pl – номер нормативного плагиоклаза. Петрогенные компоненты определялись традиционным силикатным химическим анализом в Новосинглазовской лаборатории ФГУГП «Челябинскгеосъемка» (г. Челябинск); отдельные образцы также анализировались рентгено-спектральным методом на СРМ-18 (оксиды, кроме Na₂O и п.п.п., определявшихся химическим анализом) в лаборатории института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

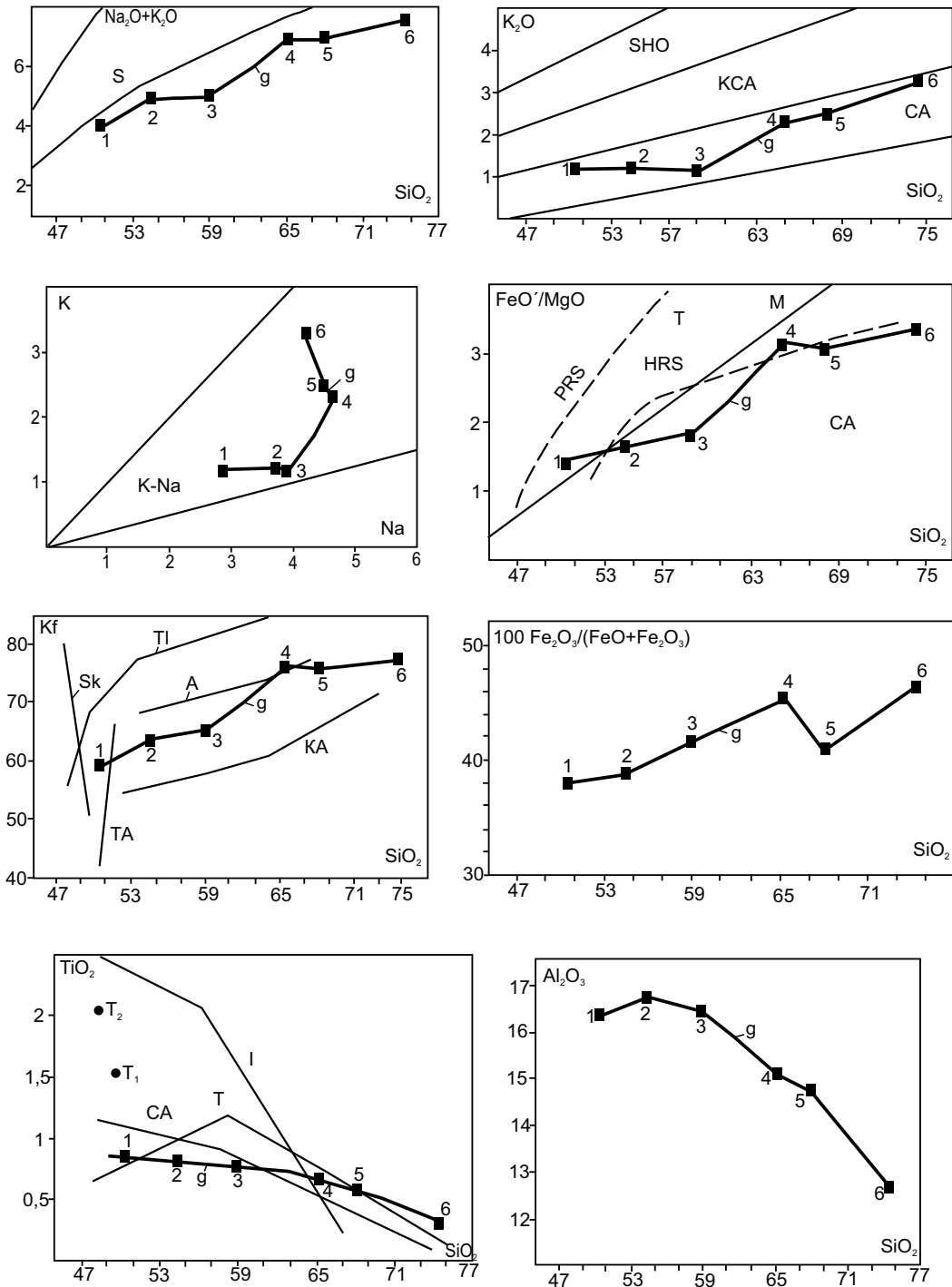


Рис. 4. Вариационные бинарные диаграммы для средних составов вулканитов гумбейской ассоциации:

номера у квадратиков соответствуют номерам составов в табл. 1; поля составов: субщелочных пород (S), шошонитовых (SHO), калиевых известково-щелочных (KCA), известково-щелочных (CA), толеитовых (T), калиевых (K), калиево-натриевых (K-Na) и натриевых (Na) серий; тренды: g – гумбейской вулканической ассоциации, PRS и HRS – соответственно пижонитовой и гиперстеновой серий Японии [38], Sk – интрузии Скергаард, T1 – вулкана Тингмули (Исландия), TA – толеитовой серии Алеутской островной дуги, A – андезитовой серии Анд, KA – известково-щелочной серии Каскадных гор, I – толеитовой серии Исландии, T и CA – соответственно толеитовой и известково-щелочной островодужных серий [12, 37]; точки средних составов базальтов океанов (T₁) и океанических островов (T₂) [12]

Имеющиеся данные (табл. 2) позволяют рассмотреть химизм этого процесса. В разрезе по скважине № 2, пробуренной в южной части Гумбейской подзоны, изучено четыре потока (назовём их условно А, В, С и D), в которых химизм пород обнаруживает чётко проявленную зависимость от их петрографических особенностей, а последние, в свою очередь, сильно меняются от положения, занимаемого породой в разрезе конкретного потока. Во всех изученных потоках снизу вверх существенно возрастает содержание кремнезёма, щелочей и фосфора, причём состав пород меняется от базальтов до лейкобазальтов (А), от базальтов до андезитов (В), от базальтов до лейкоандезибазальтов (С), от андезибазальтов до андезитов (D). Содержание натрия в потоках А и В возрастает в 10 и более раз, в потоке С – почти в 5 раз, а в потоке D – почти в 2 раза. Почти та-

кие же пропорции соблюдаются и для калия, причём андезиты из прикровельной части потока В по суммарному содержанию щелочей приближаются к субщелочным образованиям. Титанистость пород несколько возрастает в этом же направлении, за исключением андезитового потока D, в котором она практически остаётся неизменной. Глинозём концентрируется в верхних частях потоков (вместе с плагиоклазом), причём на примере потоков В и С можно видеть, что состав пород при этом изменяется от низко- до высокоглинозёмистого. В андезитовом потоке D глинозёмистость пород почти не изменяется, что соответствует их петрографическим особенностям, свидетельствующим об изменении химизма пород главным образом за счёт отсадки пироксенов, а не аккумуляции плагиоклаза. Железистость пород существенно понижается по разрезу снизу вверх, причём

2. Изменение химизма эффузивов гумбейской толщи в отдельных потоках (разрез по скважине № 2, Амамбайский участок)

Компоненты	Потоки								
	А		В		С		D		
	Глубина								
	118,5	119,5	183,5	186,0	228,0	231,0	266,5	267,5	277,0
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	51,919	49,136	60,952	52,166	55,335	48,270	58,876	57,955	55,483
TiO ₂	0,622	0,613	0,545	0,349	0,680	0,643	0,722	0,753	0,741
Al ₂ O ₃	18,714	15,047	18,532	10,346	17,615	11,283	17,920	16,727	18,057
Fe ₂ O ₃	2,551	2,231	3,227	2,019	3,107	4,854	2,458	3,755	2,942
FeO	6,538	8,098	2,395	9,386	3,588	8,882	2,762	2,800	3,736
MnO	0,182	0,223	0,062	0,316	0,136	0,236	0,063	0,085	0,116
MgO	6,527	11,255	2,940	14,177	6,841	14,283	4,289	4,985	7,144
CaO	7,053	12,850	4,646	10,608	8,619	10,575	6,026	8,432	8,002
Na ₂ O	4,930	0,335	5,386	0,458	3,619	0,782	6,078	3,924	3,313
K ₂ O	0,815	0,067	1,141	0,131	0,324	0,096	0,628	0,424	0,328
P ₂ O ₅	0,150	0,145	0,175	0,044	0,136	0,096	0,178	0,159	0,138

Примечание. 1–9 – породы: 1 – базальт мелкокордкпорфировый пироксен-плагиоклазовый (верхняя часть потока), 2 – базальт крупнообильнопорфировый пироксеновый (нижняя часть того же потока), 3 – андезит мелкопорфировый плагиоклазовый (верхняя часть потока), 4 – базальт крупнообильнопорфировый пироксеновый (нижняя часть того же потока), 5 – андезибазальт порфировый пироксен-плагиоклазовый (верхняя часть потока), 6 – базальт обильнопорфировый пироксеновый (нижняя часть того же потока), 7 – андезит мелкопорфировый плагиоклазовый (самая верхняя часть потока), 8 – андезит мелкообильнопорфировый рогообманково-плагиоклазовый (верхняя часть того же потока), 9 – андезибазальт среднеобильнопорфировый пироксен-плагиоклазовый (нижняя часть того же потока); анализы пересчитаны на безводную основу; петрогенные компоненты определялись традиционным силикатным химическим анализом в Новосинеглазовской лаборатории ФГУПП «Челябинскгеосъёмка» (г. Челябинск).

в потоках В и С она понижается в два с лишним раза. В потоке D железистость остаётся постоянной, лишь в верхней «закалочной» части несколько понижается. Важная особенность химизма – существенное повышение степени окисленности железа снизу вверх по разрезу всех потоков, что, по нашему мнению, является ясным свидетельством накопления летучих в верхней части изученных тел. По-видимому, эволюция расплава происходила в условиях, близких к «закрытой» системе. Поведение марганца аналогично поведению железа. Содержание магния во всех случаях значительно уменьшается от нижних к верхним частям потоков, причём в потоке В оно снижается почти в 5 раз. Кальций ведёт себя также, как железо и магний, то есть накапливается главным образом в нижних частях эффузивных потоков, притом его поведение «зеркально» противоположно поведению щелочей. Таким образом, даже в пределах небольших по мощности магматических тел химизм пород меняется существенным образом, поэтому охарактеризованные выше средние составы пород отражают лишь общие тенденции эволюции магматических расплавов в очагах, тогда как непосредственно после их извержения на поверхность или внедрения в верхние горизонты коры дифференциация продолжается *in situ*.

Геохимическая характеристика вулканитов гумбейской ассоциации приведена в табл. 3. Общий спектр микроэлементного состава пород характеризуется спайдер-диаграммой (рис. 5), на которой хорошо видно, что в целом вулканиты гумбейской ассоциации характеризуются весьма заметной по отношению к базальтам типа N-MORB обогащённостью крупноионными литофилами и в меньшей степени обогащённостью элементами с высокозарядными ионами. Характерная черта почти всех графиков – чётко выраженные ниобиевый и титановый минимумы, что является общим геохимическим признаком всех магматических образований надсубдукционных геодинамических обстановок [2, 4, 18, 27, 34, 39 и др.]. Базальты обнаруживают некоторое обогащение цирконием и иттрием, в андезибазальтах их содержание заметно понижено, а в андезитах и дацитах вновь наблюдается повышение концентраций этих элементов. В целом их поведение обнаруживает прямую корреляцию с изменением K_2O/Na_2O , то есть типом щёлочности. Точно такое же поведение этой пары элементов обнаружено в известково-щелочных образованиях из некоторых вулканов Курильской островной дуги, что обусловлено фракционированием циркона на одной из ранних стадий эволюции исходного расплава [24]. Вот почему

3. Геохимическая характеристика пород гумбейской вулканической ассоциации

Элементы	1	2	3	4	5
Rb	34,3	29,4	33,8	39,7	34,7
Sr	472,8	433,7	495,0	311,3	240,0
Ba	140	160	250	205	–
Cr	208,6	162,6	69,3	70,7	–
Ni	91,1	70,8	11,7	5,0	–
Co	52,3	33,8	20,0	8,0	–
V	526,0	393,4	325,3	83,3	–
Zr	117,7	70,6	134,3	279,5	–
Y	34,5	19,8	36,7	50,0	–
Nb	9,7	9,6	10,0	5,0	–
<i>n</i>	35	10	4	3	3

Примечание. 1–5 – породы: 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – андезиты, 4 – дациты, 5 – риодациты и риолиты; *n* – число анализов; прочерк – элемент не определялся. Ba, Rb и Sr определялись рентгено-флуоресцентным методом на VRA-30 в лабораториях Уральского филиала «Зеленогорскгеология» ФГУП «Урангеологоразведка»; остальные микроэлементы определялись количественным эмиссионным спектральным методом на ДФС-30 в институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург).

в спектре андезибазальтов на спайдер-диаграмме не выявляется чёткого титанового минимума. Важно отметить, что Zr/Y при этом остаётся практически постоянным, варьируя в пределах 3,4–3,7, несколько повышаясь в дацитах (4,9), что свиде-

тельствует о слабодеплетированном (близком к составу первичной мантии) источнике первичных расплавов (см. рис. 5), а повышенная щёлочность кислых пород объясняется специфической эволюцией исходных магм. Обогащённость вулканитов

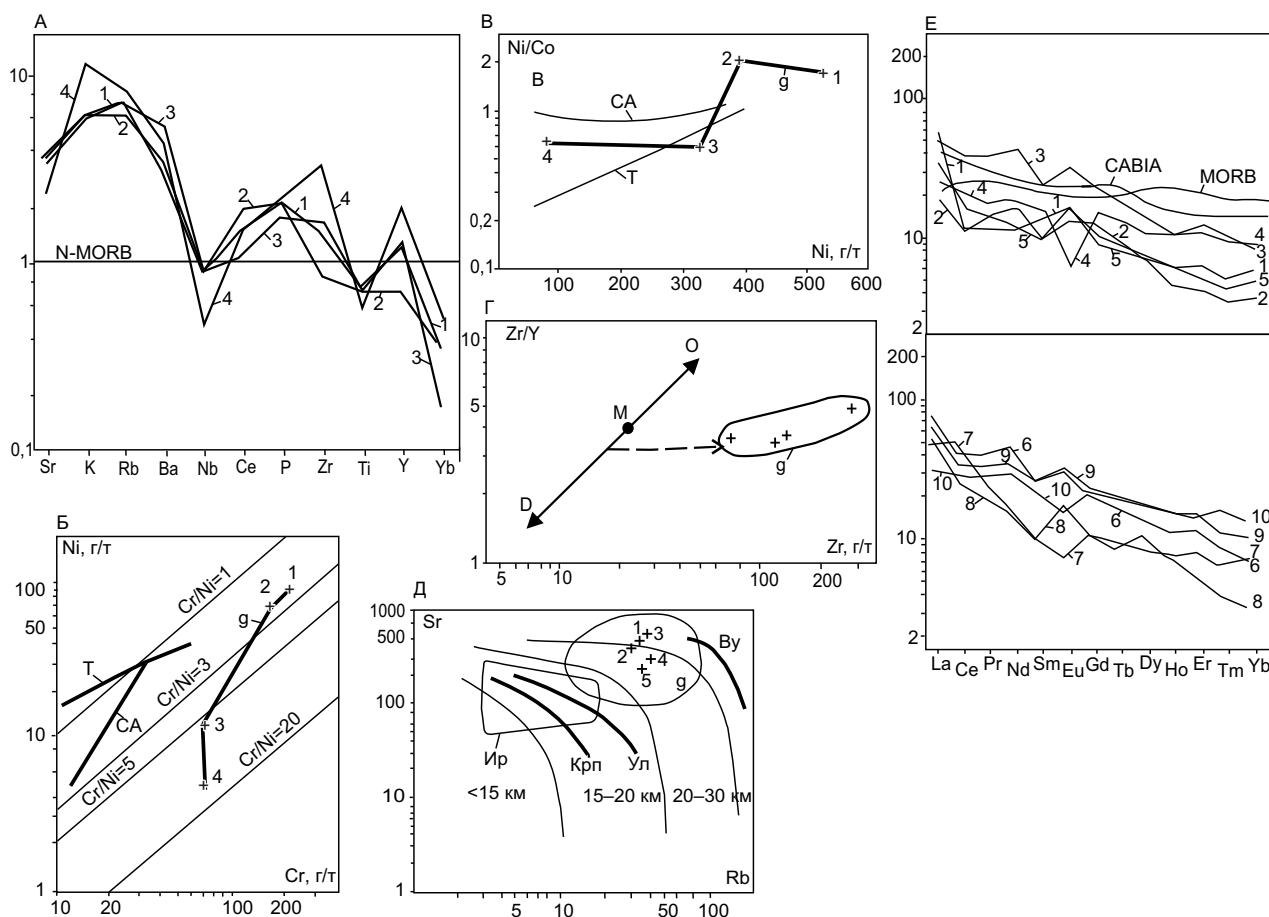


Рис. 5. Геохимические диаграммы для вулканитов гумбейской ассоциации:

А – диаграмма нормированных по N-MORB [40] средних содержаний малых и микроэлементов в вулканитах гумбейской ассоциации, цифры на графиках соответствуют номерам колонок в табл. 3; Б–Д – бинарные геохимические диаграммы Ni–Cr (Б), Ni/Co–V (В), Zr/Y–Zr (Г) и Sr–Rb (Д) для средних составов вулканитов гумбейской ассоциации, крестики – средние составы пород гумбейской ассоциации. Номера у крестиков соответствуют номерам колонок в табл. 3; g – вариационные линии и поля составов вулканитов гумбейской ассоциации, показаны усреднённые тренды эволюции состава пород островодужных серий: Т – толеитовой, СА – известково-щелочной [11, 31, 12, 37], стрелками показаны тренды обогащения (О) и истощения (D) мантийных источников (М), пунктирная стрелка – тренд частичного плавления мантийного источника [39], на диаграмме Rb–Sr (Д) тонкие линии разделяют поля вулканитов, сформированных на коре различной мощности (в км) [33], Ир – поле составов вулканитов ирендыкского комплекса Западно-Магнитогоской палеоостровной дуги [3], Крп, Ул, Бу – вариационные линии вулканитов Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (палингенная известково-щелочная серия карамалыташской базальт-риолитовой формации, улутауская базальт-андезит-дацит-риолитовая известково-щелочная серия и верхнеуральская шошонитовая серия соответственно) [21, 22]; Е – нормированное по хондриту [35] распределение PЗЭ в основных (вверху), средних и кислых (внизу) вулканитах гумбейской ассоциации; числа на графиках соответствуют номерам анализов в табл. 4; показано распределение PЗЭ в базальтах типа N-MORB [40] и среднем известково-щелочном островодужном базальте (CABIA) [1]

гумбейской ассоциации высокозарядными элементами (Zr, Y, Nb) является их существенным отличием от аналогичных пород ирендыкского комплекса [3, 31]. Другой важной особенностью характеризующих вулканитов является высокое содержание в них сидерофильных элементов. По мере роста кремнезёмистости пород содержание никеля «быстро» убывает, тогда как концентрация хрома в андезитах и дацитах также остается повышенной, что согласуется с постоянным присутствием пироксенов в их составе. Важно отметить, что в этом ряду постепенно возрастает величина Sr/Ni, как это обычно наблюдается в известково-щелочных сериях, в отличие от толеитовых (см. рис. 5). Базальты отличаются высоким содержанием ванадия, что вполне согласуется с постоянным присутствием в них «ранних» выделений магнетита, иногда в значительных количествах. С увеличением кислотности пород его концентрация постепенно уменьшается, что подтверждает наличие значимого процесса раннего фракционирования оксидных фаз и факт их ранней кристаллизации [27]. Точно такое же поведение отмечено и для известково-щелочных образований из некоторых вулканов Курильской островной дуги [24]. Содержания кобальта в целом несколько повышенные, но вполне соизмеримые с таковыми в производных островодужных известково-щелочных серий, с увеличением кислотности пород они закономерно уменьшаются. Величина Ni/Co всегда несколько повышенная и составляет около 2 в базальтах и андезибазальтах и около 0,6 в андезитах и дацитах, что отличает эти породы от дифференциатов толеитовых серий, в которых Ni/Co постепенно уменьшается вместе с содержанием ванадия (см. рис. 5). Содержания рубидия и стронция варьируют в вулканитах гумбейской ассоциации в широких пределах. Так, в отдельных образцах метасоматически изменённых базальтов содержание рубидия достигает 100, а стронция – 900 г/т. В неизменённых же базальтах содержание рубидия обычно колеблется в пределах 15–60, а стронция – 310–680 г/т. В целом же средние содержания рубидия для разных типов вулканитов изменяются незначительно, в то время как содержание стронция в дацитах и риодацитах существенно понижено по сравнению с более основными породами. По нашему мнению, это является свидетельством плагиоклазового контроля на конечных стадиях эволюции исходного расплава. Повышенные содержания указанной пары элементов также ука-

зывают на существенные отличия характеризующих вулканитов от образований ирендыкского комплекса Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги (см. рис. 5). Возможно, это свидетельствует о формировании их на «зрелой» островодужной коре мощностью порядка 20–30 км (см. рис. 5).

Распределение редкоземельных элементов в вулканитах гумбейской ассоциации приведено в табл. 4. Все проанализированные базальты характеризуются отчётливо выраженным преобладанием лёгких РЗЭ над тяжёлыми, величина $(La/Yb)_N$ при этом варьирует в пределах 2,70–9,92, в среднем составляя 6,2. Конфигурация графиков распределения РЗЭ в целом аналогична таковой для островодужных известково-щелочных базальтов, но общее содержание РЗЭ по сравнению со средним представителем указанного типа заметно понижено, что также свидетельствует об образовании первичных расплавов из слабодеплетированного мантийного источника (см. рис. 5). Для большинства образцов выявляются положительные европиевые аномалии, при этом величина этих аномалий обнаруживает прямую зависимость от величины лантан-иттербиевого отношения (см. табл. 4), что подтверждает существенную роль аккумуляции плагиоклаза при образовании этих пород и находится в соответствии с их петрографическими особенностями. Что касается единственного образца с отрицательной европиевой аномалией (см. табл. 4, № 4), то он характеризуется наименьшей величиной $(La/Yb)_N$, равной 2,70, что, наоборот, является следствием удаления из расплава плагиоклаза и одновременной аккумуляции пироксена и также согласуется с петрографическими наблюдениями. Заметим, что подобное поведение РЗЭ точно соответствует коэффициентам разделения между базальтовым расплавом и указанными минералами [32]. Андезибазальты в ещё большей степени обогащены лёгкими РЗЭ цериевой группы по сравнению с тяжёлыми иттриевыми при средней величине $(La/Yb)_N$ 8,9 (см. табл. 4). Интересно, что в андезибазальтах, так же как и в базальтах, выявляются два типа распределения РЗЭ: обогащённый всеми РЗЭ с положительной европиевой аномалией и обеднённый с отрицательной аномалией в содержании европия. Не вызывает сомнения геохимическая «комплементарность» двух указанных типов, то есть их происхождение из одного андезибазальтового расплава в результате аккумуляции плагиоклаза в первом случае и пироксена – во втором, что подтверждается и

петрографическими данными. Роговообманково-плагиоклазовый андезит (см. табл. 4, ан. № 8) отличается от всех изученных пород максимальной обеднённостью тяжёлыми РЗЭ при величине $(La/Yb)_N$ 16,52, что в сочетании со значительной положительной европиевой аномалией свидетельствует об образовании этой породы за счёт удаления из расплава амфибола (роговой обманки) при одновременной аккумуляции плагиоклаза [32]. Подобное распределение РЗЭ указывает на близость андезитов гумбейской ассоциации к так называемому «алеутскому» типу известково-щелочных островодужных пород, то есть сформированных на «развитой» стадии формирования островодужной структуры [2]. В этом их главное отличие от аналогичных пород ирендыкского комплекса Западно-Магнитогорской островной дуги, относящихся к более «примитивному» типу с меньшей

(почти в 2 раза) концентрацией лёгких редких земель [3, 31]. Проанализированные дацит и риодацит (см. табл. 4, соответственно анализы 9 и 10) оказались обогащёнными средними и тяжёлыми РЗЭ по сравнению с андезибазальтами и андезитами при близких концентрациях лёгких РЗЭ, что может быть следствием определённой роли аккумуляции роговой обманки при их образовании. Величины $(La/Yb)_N$ являются в них существенно пониженными по сравнению с таковыми в указанных типах пород. В даците отмечается небольшая по интенсивности положительная европиевая аномалия, что свидетельствует о ведущей роли полевошпатового фракционирования (кумуляции плагиоклаза) в их петрогенезисе и полностью соответствует петрографическим наблюдениям. Субвулканический риодацит, изученный нами на одном из месторождений Куросанского рудного поля,

4. Распределение РЗЭ в породах гумбейской вулканической ассоциации

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Пробы									
	к-33	к-95	к-83	22/5/48.5	к-221	к-85	к-302	к-214	к-210	8082-1-1
La	14,25	4,69	12,20	6,00	8,53	18,42	11,76	12,97	16,04	7,90
Ce	7,65	7,00	25,07	13,70	10,66	26,37	31,34	16,69	21,57	18,20
Pr	1,14	1,44	3,72	1,70	1,32	3,84	2,60	1,91	3,12	2,70
Nd	5,48	7,71	20,74	8,50	5,83	21,60	7,88	7,28	16,11	13,80
Sm	2,07	1,55	3,62	2,40	1,47	3,88	1,47	1,55	3,97	3,50
Eu	0,95	0,78	1,90	0,35	0,95	1,73	0,43	1,04	1,90	0,90
Gd	2,17	2,60	4,77	3,10	1,91	4,16	2,17	2,25	4,86	4,50
Tb	–	–	–	0,50	–	–	0,32	–	–	0,75
Dy	1,92	1,75	3,50	2,70	1,79	3,54	2,70	2,10	4,55	4,50
Ho	0,35	0,26	0,61	0,60	0,35	0,61	0,41	0,44	0,87	0,90
Er	1,05	0,70	2,01	1,80	0,88	1,93	1,31	0,88	2,54	2,40
Tm	0,13	0,09	0,26	0,25	0,11	0,22	0,16	0,10	0,28	0,40
Yb	0,97	0,61	1,40	1,50	0,79	1,14	1,16	0,53	1,67	2,20
$(La/Yb)_N$	9,92	5,19	5,88	2,70	7,29	10,91	6,84	16,52	6,48	2,42
Eu/Eu*	1,37	1,19	1,40	0,39	1,73	1,32	0,74	1,70	1,32	0,69

Примечание. 1–10 – породы: 1–5 – базальты: 1 – пироксен-плагиоклазовый (река Сухая Амамбайка), 2 – плагиоклаз-пироксеновый (р. Зингейка у пос. Победа), 3 – пироксеновый (там же), 4 – плагиоклаз-пироксеновый (район пос. Амамбайка), 5 – роговообманково-пироксеновый (Самаринские горы), 6–7 – андезибазальты: 6 – афировый (р. Зингейка у посёлка Победа), 7 – плагиоклаз-пироксеновый (юго-восточнее Южно-Кассельского массива), 8 – роговообманково-плагиоклазовый андезит (ручей Сухой Куросан), 9 – дацит (р. Куросан), 10 – риодацит субвулканический (Куросанское месторождение); 1–4, 6 – южная часть Гумбейской зоны; 5, 7–10 – северная часть Гумбейской зоны; прочерк – элемент не определялся. Величина La/Yb нормирована по хондриту (Evensen et al., 1978), величина Eu/Eu^* рассчитана по формуле $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N) \cdot (Gd_N)]^{1/2}$; анализы выполнены в лаборатории института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) количественным эмиссионным спектральным методом на ДФС-3 после обогащения осадка химическим методом.

отличается от охарактеризованного дацита заметно пониженными концентрациями лёгких РЗЭ (см. табл. 4, ан. 10), что в сочетании с высокими содержаниями иттриевых редких земель привело к резкому снижению величины $(La/Yb)_N$. Важно отметить, что в проанализированном риодаците по сравнению с дацитом европиевая аномалия меняет знак на отрицательную, что в сочетании с уменьшением в общем спектре доли лёгких редких земель свидетельствует об удалении из остаточного расплава полевошпатовой фазы.

Не вызывает сомнения тот факт, что базальты гумбейской ассоциации не отвечают по составу первичным мантийным выплавкам и претерпели значительную дифференциацию в промежуточных магматических очагах. В пользу этого свидетельствуют многие петрографические и петрогеохимические особенности пород. К петрографическим относятся: исключительно порфиоровые структуры, наличие интрателлурических вкрапленников, отсутствие оливина, присутствие реликтовых выделений ортопироксена, ранняя кристаллизация магнетита и др. К петрогеохимическим можно отнести: в целом пониженную титанистость и магнезиальность, повышенную железистость и глинозёмистость, высокое содержание ванадия, стронция, рубидия, широкие вариации в распределении РЗЭ с наличием как положительных, так и отрицательных европиевых аномалий и др. О деплетированном характере мантийного источника свидетельствуют также высокие содержания сидерофилов в базальтах, а кроме того, отмеченная выше низкая величина Zr/Y и в целом низкие концентрации в базальтах РЗЭ. Целый ряд признаков определённо указывает на большую роль летучих компонентов (в первую очередь, воды) в петрогенезисе. Это, прежде всего, повышенная эксплозивность образований гумбейской ассоциации, ранняя кристаллизация пироксена по сравнению с плагиоклазом, обилие ранних выделений магнетита, геохимические особенности пород (наличие титанового и ниобиевого минимумов на спайдер-диаграмме) и др. В целом низкая титанистость пород косвенно свидетельствует об окислительной обстановке в источнике. По аналогии с современными островодужными обстановками можно лишь предположить, что глубина магмогенерации не превышала 40–45 км при давлении 10–16 кбар [2, 11, 27 и др.].

При подъёме к поверхности первичный расплав испытывал интенсивную дифференциацию

с отсадкой фемических компонентов. Высокая концентрация воды в расплаве является причиной «сдвига» среднего состава базальта относительно «сухой» пироксен-плагиоклазовой котектики в сторону лейкократовых составов (рис. 6), причём соотношение указанных нормативных компонентов свидетельствует о величине водного давления около 4,5–5 кбар. Если допустить, что промежуточные магматические очаги, в которых обособились базальтовые расплавы (близкие к составам тех пород, что мы наблюдаем на поверхности), существовали в нижней части коры или на границе коры и мантии, а водное давление было близко к литостатическому, то глубина их залегания составляла около 18–20 км [7]. Это соответствует представлениям о формировании вулканитов гумбейской ассоциации в условиях островодужной коры повышенной мощности [21]. На диаграмме плавкости системы «Срх-О1-Pl» (см. рис. 6) средний состав базальта располагается тем не менее в пределах поля составов базальтов энсиматических островных дуг, хотя и обнаруживает заметное смещение в сторону поля базальтов энсиалических дуг, что в целом также соответствует сделанному выше выводу. Повсеместно проявленная ранняя кристаллизация магнетита свидетельствует о высокой фугитивности кислорода на начальной стадии эволюции базальтового расплава. Дальнейшая кристаллизационная дифференциация происходила при фракционировании клинопироксен-плагиоклазовой ассоциации минералов и сопровождалась аккумуляцией плагиоклаза в верхних, а пироксена – в нижних частях очагов, чем объясняется большое разнообразие как петрографических, так и петрогеохимических особенностей пород. По существу, в данном случае мы имеем дело с классическим боуэновским трендом дифференциации, экспериментально обоснованным Е. Осборном ещё в 1959 г. Существенное снижение общего давления при продвижении расплава к поверхности сопровождалось не только интенсивным фракционированием минералов, но и накоплением летучих в расплаве при одновременном снижении его температуры. Средний нормативный состав андезитов близок к тройной пироксен-оливин-плагиоклазовой эвтектике при водном давлении 3 кбар (см. рис. 6). Обособление андезитовых расплавов, очевидно, происходило в приповерхностном периферическом очаге. В случае быстрого накопления летучих в таком очаге и превышения в нём внутреннего давления над лито-

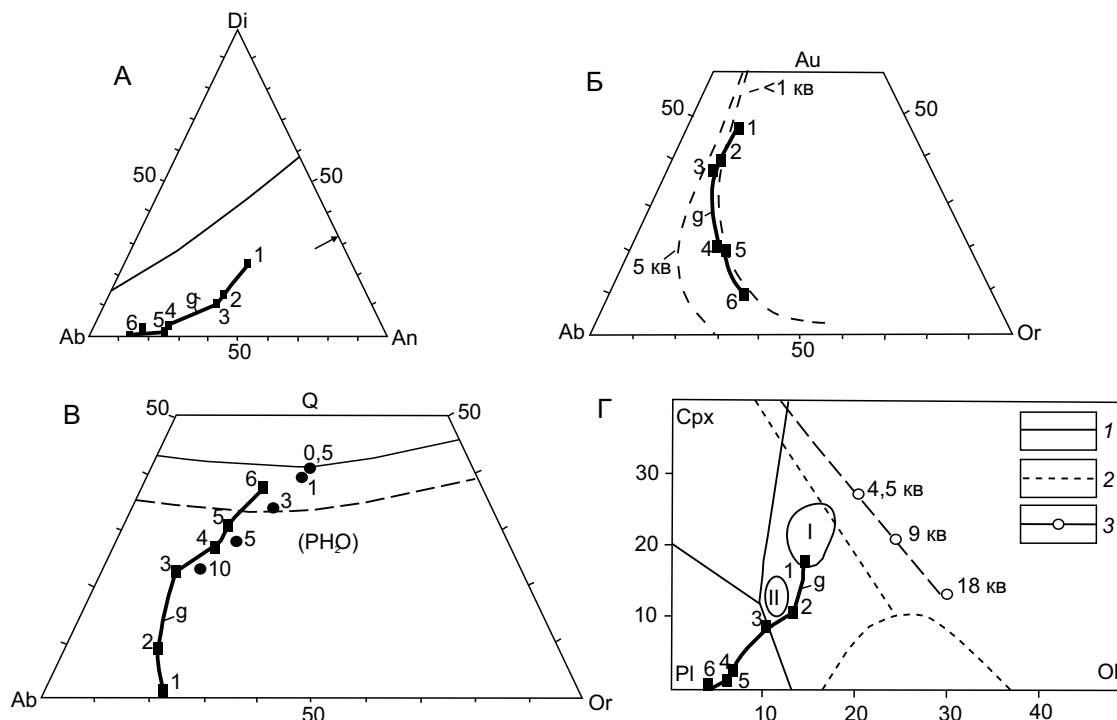


Рис. 6. Положение средних нормативных составов вулканитов гумбейской ассоциации на тройных диаграммах: А – альбит–анортит–диопсид, Б – альбит–анортит–ортоклаз, В – альбит–ортоклаз–кварц, Г – диаграмма плавкости системы плагиоклаз–клинопироксен–оливин [27]:

А – котектика диопсид–плагиоклаз при атмосферном давлении, стрелка – положение эвтектики диопсид–анортит при $P(H_2O) = 5$ кбар; Б – прерывистые линии ограничивают поле плагиоклаза при различных давлениях; В – положение изобарического минимума в системе альбит–ортоклаз–кварц–вода при различных давлениях воды; Г – котектические линии: 1–2 – при давлении: 1 – воды 3 кбар для плагиоклаза № 70 с форстеритом и диопсидом и 2 – 1 бар для плагиоклаза № 70 и оливина с 20 % фаялита, 3 – линия смещения тройной точки (эвтектики) плагиоклаз–клинопироксен–оливин при изменении давления; поля составов островных дуг: I – энсиматических и II – энсиалических; остальные усл. обозн. см. рис. 4

статическим происходило извержение расплавов в виде пирокластики. Если же расплав поднимался к поверхности по проницаемым зонам, он испытывал дегазацию, что приводило к значительному увеличению его вязкости и извержению его на поверхность в виде лавовых потоков. Последние после образования закалочной шлаковой корки перекрывались аналогичными потоками, в результате в каждом из них в условиях закрытой системы *in situ* происходили процессы кристаллизации и гравитационной дифференциации, химизм которых был рассмотрен выше. По нашему мнению, механизм этих процессов в принципе был аналогичен таковому в приповерхностном очаге. Не вдаваясь в подробности, отметим, что в данном конкретном случае происхождение андезитового расплава вполне объясняется фракционированием

магнетита, а затем пироксенов и плагиоклаза из более основного по составу расплава. Наличие более ранних по отношению к клинопироксену реликтов ортопироксена определённо указывает на невысокое давление не более 2 кбар, при котором обособлялись андезитовые расплавы (глубина около 8 км), по аналогии с экспериментальными данными [8]. В целом большой суммарный объём вкрапленников в андезибазальтах и андезитах по сравнению с базальтами свидетельствует о накоплении воды в расплавах среднего состава, так как увеличение её содержания существенно понижает температуру ликвидуса. Развитие амфибола по пироксену, установленное в некоторых образцах андезибазальтов, также подтверждает этот вывод. Наконец, появление роговой обманки в виде вкрапленников в андезитах определённо

говорит о высокой концентрации водного флюида в расплавах среднего состава, до 5–6% [8, 27], при невысоких (950–970 °C) температурах ликвидуса [6, 36]. Значительная роль амфиболового фракционирования на конечной стадии эволюции расплава является причиной пересыщенности глинозёмом наиболее кислых пород гумбейской ассоциации. При «сквозном» фракционировании плагиоклаза появление амфибола на ликвидусе приводит к увеличению роли калия в сумме щелочей при общем увеличении щёлочности и кремнезёмистости остаточного расплава. Нормативное соотношение полевых шпатов в кислых породах гумбейской ассоциации не выходит за пределы состава твёрдых растворов полевых шпатов при низких давлениях (см. рис. 6), что позволяет предположить существенную роль калия в сосуществующем флюиде. При дальнейшем увеличении содержания флюидной компоненты и одновременном понижении температуры в очаге флюид неизбежно становится надкритическим и удаляется из очага по проницаемым зонам, что в конечном итоге приводит к формированию своеобразных низкотемпературных адулярсодержащих метасоматитов. Само наличие адуляра в рудоносных метасоматитах определённо указывает на их формирование в условиях субвулканической фации глубинности. Вследствие удаления флюида из очага кислый расплав становится очень вязким и почти не способен изливаться на поверхность. Интенсивная дегазация риодацитового расплава является причиной «скачкообразного» понижения степени окисленности железа в породах. Если же флюидная компонента не имеет возможности удалиться из очага по проницаемым зонам, её накопление приведёт к взрывному извержению. Вот почему кислые образования гумбейской ассоциации встречаются либо в виде субвулканических тел, либо в виде пирокластики (чаще всего переотложенной) и очень редко в виде лав. Заканчивается дифференциация на небольшой глубине при водном давлении (1,5–2 кбар) (см. рис. 6) и невысокой температуре (650–700 °C), о чём свидетельствует «низкотемпературная» форма кварцевых вкрапленников, если, конечно, они присутствуют в породах, что наблюдается далеко не всегда.

В середине прошлого века в северной части Гумбейской зоны был открыт ряд достаточно своеобразных и в целом нетипичных для Урала месторождений (Куросанское рудное поле или куросанская группа). Кратко история их открытия

и разведки рассмотрены в работе [23]. В дальнейшем они изучались многими геологами, но единство взглядов на их генезис и рудно-формационную принадлежность до сих пор не достигнуто. Сначала месторождения были отнесены к «колчеданному» или «золотополиметаллическому» типу [29]. В дальнейшем они рассматривались как «золото-колчеданные», «золото-порфиновые», «медно-полиметаллические» (медно-порфиновые), «золото-кварцево-сульфидно-полиметаллические» или «золото-полиметаллические» [19]. Все эти точки зрения близки между собой и не учитывают ряд важнейших геологических, минералогических и геохимических особенностей этих месторождений, которые мы далее кратко рассмотрим.

Во-первых, все месторождения куросанской группы характеризуются значительными содержаниями и запасами серебра. Величина Au/Ag в значительной степени варьирует, составляя в среднем 2:5. Во-вторых, все месторождения обнаруживают отчётливо выраженную приуроченность к небольшим по размерам вулканическим постройкам центрального типа, сложенным среднедевонскими порфиристыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитобазальтами гумбейской толщи. Сами эти постройки расположены практически на одной субмеридиональной линии, трассирующей синвулканическое «магмоподводящее» тектоническое нарушение. В-третьих, руды представлены как прожилково-вкрапленным, так и жильным типами, контролируются мощными телами метасоматитов весьма специфического состава. Главные метасоматические минералы – адуляр, кварц, серицит, барит, кальцит, гидрослюда, халцедон. Рудные минералы представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блёклыми рудами, молибденитом, арсенипиритом, пирротинитом и самородным золотом. Важно отметить, что последнее отличается невысокой пробностью, от 640 до 870‰ [19]. В-четвёртых, пространственная близость концентрически-зонального Краснинского габбро-гранодиоритового массива и сложные, подчас даже противоречивые взаимоотношения руд и рудоносных метасоматитов с контакто-изменёнными породами позволили ряду исследователей либо вообще связывать образование этих руд непосредственно с интрузивными гранитоидами [29], либо выделять несколько стадий рудообразования, в том числе «доскарновую» и «послескарновую» [19, 29]. Проведённое нами петролого-геохимическое изучение магматических

пород гумбейской вулcano-плутонической ассоциации (в том числе и входящих в неё интрузивных пород краснинского комплекса) показало, что все они обязаны своим происхождением дифференциации единого родоначального расплава, отличаются целым рядом общих петрогеохимических особенностей, то есть являются комагматичными [16, 21]. Именно последним обстоятельством вполне объясняются наблюдаемые весьма непростые взаимоотношения вулканитов, субвулканических и интрузивных пород, скарнов, роговиков, гидротермально-изменённых пород и руд, поскольку все они образовались в геологическом смысле близкоодновременно. Видимая «стадийность» минералообразования, по нашему мнению, вполне объясняется пульсационной гидротермальной активностью, что в целом весьма характерно для приповерхностных магматических очагов.

Охарактеризованные особенности месторождений куросанской группы позволяют достаточно уверенно отнести их к «золото-серебряной формации островных дуг», множество месторождений которой известно практически по всей периферии Тихого океана [9, 30]. Предположение о том, что данные рудные объекты являются именно золото-серебряными вулканогенными островодужными месторождениями, было впервые высказано ещё в 1990 г. Е. П. Шираем в многочисленных устных сообщениях. Время подтвердило выводы этого выдающегося учёного [21, 26, 28]. К сожалению, не все уральские геологи пока признали это мнение. В качестве наиболее существенного возражения высказываются сомнения в региональном распространении адуляризации в Гумбейской зоне: «Этого быть не может» [19, с. 148]. Мы вовсе не утверждаем, что все породы во всей зоне адуляризованы, но установили, что указанный процесс хорошо проявлен не только в пределах Куросанского рудного поля, но и во многих других местах Гумбейской зоны, что свидетельствует об её высокой перспективности для поисков данного типа руд [16, 17].

Приуроченность Куросанских месторождений к вулканическим постройкам и широкое развитие адуляра в рудоносных метасоматитах со всей определённой свидетельствуют о вулканогенном близповерхностном, а точнее, на уровне субвулканической фации глубинности, генезисе руд. В современной систематике рудных формаций подобные образования находят место среди месторождений «золото-серебряной адуляр-кварцевой формации» [9, 10, 18] или близких к ней по назва-

нию, а конкретнее – к серебряно-золотому промышленному типу; см. обзор этой проблемы в работе [30]. Субвулканический генетический тип является характерным для подобного рода месторождений [9]. Здесь же уместно указать, что впервые адуляриты на этих объектах были выявлены и изучены ещё в 1964 г. А. И. Шмидтом и Е. П. Шираем. Наличие непосредственно на Куросанском рудном поле субвулканических андезитов [23, 31], детально нами изученных [21], по нашему мнению, свидетельствует не о генетической [19], а о парагенетической связи с ними рудоносных гидротерм, так как источником и тех, и других являлся периферический магматический очаг, в которых базальтовый расплав испытывал интенсивную дифференциацию, сопровождающуюся значительным накоплением летучих компонентов. Пульсационная дегазация этого очага и приводит к формированию гидротерм, в местах выходов которых на дневную поверхность образуются специфические гематит-кварцевые породы с повышенным содержанием марганца и благородных металлов [23]. Поэтому мы не можем согласиться ни с представлением о значительно более позднем по сравнению с основным объёмом вулканитов формировании субвулканических тел андезитов [31], ни с основанном на нём выводе о полихронности данного оруденения [19].

При создании геолого-генетической модели данного типа месторождений показано, что в центральных частях подобных вулканогенно-гидротермальных систем формируются «высокосульфидные» золотоносные ассоциации, а на их флангах – «низкосульфидные» адуляровые метасоматиты со свободным золотом [41]. Особенности месторождений Куросанского рудного поля свидетельствуют о сочетании и смене во времени рудоотложения двух указанных типов [19, 28, 29].

Нами изучены петрохимический состав метасоматической колонки на месторождении Западный Куросан и распределение в ней золота и серебра (табл. 5). Месторождение приурочено к небольшой, диаметром в первые сотни метров, вулканической постройке, сложенной агломератовыми лавобрекчиями порфирировых плагиоклаз-клинопироксеновых андезибазальтов. Рудные тела заполнены зонами адуляр-кварцевых пород и массивных адуляритов сложной морфологии с сочетанием согласных с напластованием пород и более мощных крутопадающих штокверковых зон. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом,

5. Химический состав пород и распределение золота и серебра в метасоматической колонке месторождения Западный Куросан

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Пробы								
	2804-2	2804-3	2804-4	2804-5	2804-6	2804-7	2804-8	2804-9	2804-10
SiO ₂	55,91	47,57	60,63	54,43	61,09	62,08	64,31	64,26	58,15
TiO ₂	0,81	0,94	0,80	1,01	0,94	0,93	0,87	0,74	0,64
Al ₂ O ₃	15,94	19,40	15,47	23,51	18,71	19,31	16,32	14,55	16,04
Fe ₂ O ₃	3,09	5,73	3,55	5,40	2,43	1,73	4,04	5,72	7,56
FeO	4,93	8,05	4,39	1,37	0,44	0,37	0,31	0,40	0,44
MgO	2,28	6,06	4,11	0,99	1,20	0,57	0,60	0,56	0,26
CaO	5,87	1,53	1,12	0,55	0,83	0,69	0,69	0,69	0,32
Na ₂ O	3,41	1,99	0,86	0,28	0,30	0,46	0,33	0,28	0,46
K ₂ O	2,29	3,07	4,75	8,55	9,34	12,17	9,65	8,42	10,94
S	0,12	0,16	0,80	0,28	0,80	0,16	0,47	3,88	4,58
CO ₂	2,63	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
Au (г/т)	0,015	0,05	0,03	0,03	0,15	1,5	0,9	0,3	0,3
Ag (г/т)	0,05	2	1	10	5	20	20	7	2

Примечание. 1–9 – породы: 1 – андезибазальт осветлённый (баритизированный, карбонатизированный и серицитизированный), 2 – андезибазальт хлоритизированный и серицитизированный, 3 – хлорит-гидрослюдистый метасоматит, 4 – гидрослюдистый аргиллизит каолинизированный, 5 – гидрослюдисто-кварц-адуляровый аргиллизит, 6 – барит-кварц-адуляровый метасоматит, 7 – барит-адуляр-кварцевый метасоматит, 8 – пирит-барит-адуляр-кварцевый метасоматит, 9 – пирит-барит-кварц-адуляровый метасоматит; петрогенные компоненты определялись традиционным силикатным химическим анализом в Новосинглазовской лаборатории ФГУПП «Челябинскгеосъёмка» (г. Челябинск); золото и серебро определялись спектрозолотометрическим анализом в Новосинглазовской лаборатории ФГУПП «Челябинскгеосъёмка» (г. Челябинск).

сфалеритом, арсенопиритом и блёклыми рудами. Золото содержится в свободной форме. Границы рудных тел не выходят за пределы адуляр-кварцевых метасоматитов [28]. В результате установлено, что на данном месторождении максимум содержания золота и серебра приурочен к наиболее калиевым (то есть максимально адуляризованным) метасоматитам с низкими содержаниями серы (рис. 7). При сульфидизации руд содержания золота и серебра в них резко уменьшаются. Подобная картина типична для «низкосульфидных» эпитермальных золото-серебряных месторождений [41].

Принципиальное сходство Куросанских месторождений с аналогичными объектами современных островных дуг, по нашему мнению, вполне определённо говорит о больших перспективах всей территории Гумбейской зоны на золото-серебряное оруденение. Дело в том, что эти месторождения никогда не встречаются поодиночке, а обыч-

но образуют «цепочечные» скопления значительной протяжённости, а масштабы оруденения в них бывают весьма существенными [30]. В пользу её высоких перспектив также свидетельствуют, во-первых, отмеченная выше регионально проявленная адуляризация вулканитов, а во-вторых, обнаружение уже целого ряда рудопроявлений указанного типа в различных её частях [5, 16, 17].

По результатам геологосъёмочных работ на территории листов N-40-XXIV (Магнитогорск) и N-40-XXX (Агаповка), то есть примерно на 150 км по меридиональному простиранию Гумбейской зоны, прогнозные ресурсы по кат. P₂ + P₃ золота оценены в 75 т, а серебра в не менее чем 100 т [16, 17]. Предварительно прогнозируются как минимум два рудных поля, в пределах которых рекомендуется провести специализированные исследования и поисковые работы (рис. 8).

Таким образом, на основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

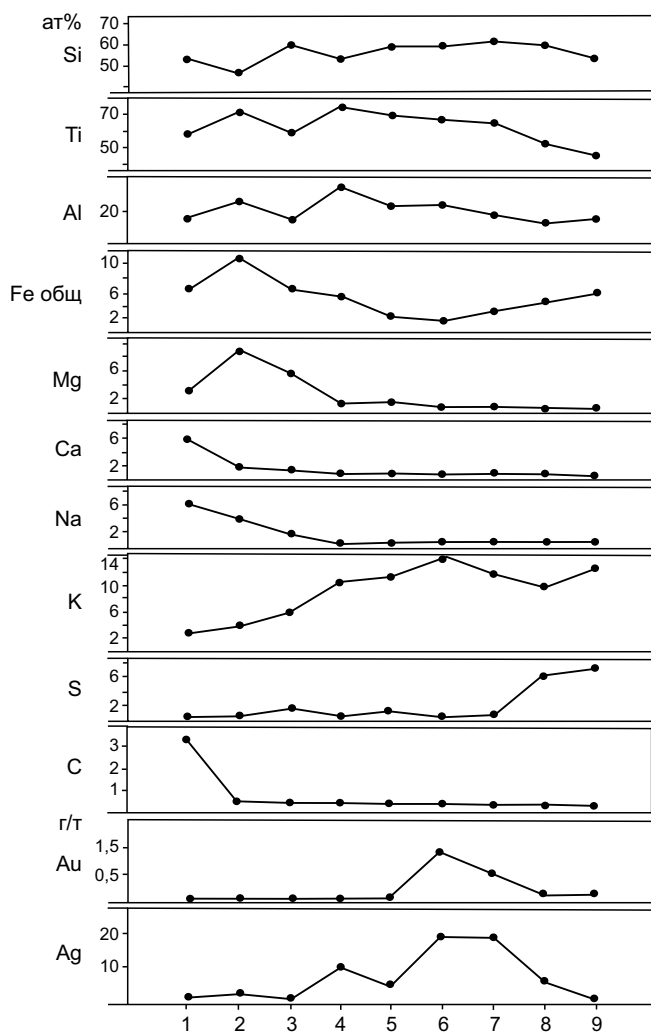


Рис. 7. Изменение содержаний петрогенных компонентов, золота и серебра в метасоматической колонке месторождения Западный Курсан:

1–9 – см. номера столбцов в табл. 5; пояснения в тексте

1. Гумбейская вулканическая ассоциация представлена непрерывной гомодромной серией базальт–андезит–дацит–риодацит. Особенности состава вулканитов позволяют уверенно отнести их к островодужной известково-щелочной серии, а точнее, к образованиям «развитых» островных дуг.

2. Вулканиты гумбейской ассоциации ни по возрасту, ни тем более по составу не являются аналогами образований ирендыкского комплекса Западно-Магнитогорской палеоостровной дуги. Это является одним из доказательств определённой

автономности двух палеоостровных дуг (Западно- и Восточно-Магнитогорской), составляющих единую островодужную систему [21]. В последнее время данный вывод подтверждён изучением распределения и литологических особенностей осадочных пород [15].

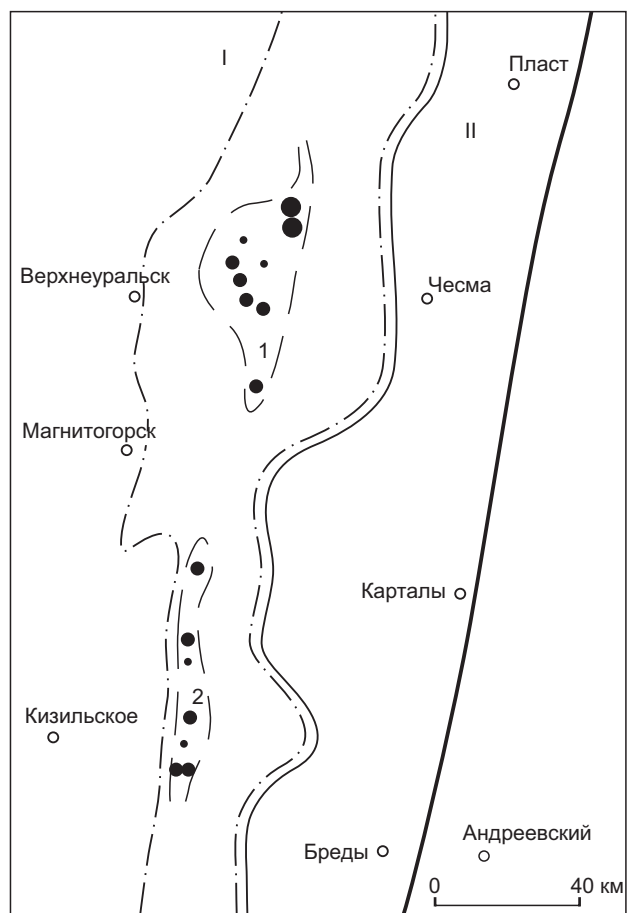


Рис. 8. Схема расположения прогнозируемых золото-сереброрудных полей в Восточной части Магнитогорской мегазоны. По [16, 17], с упрощениями:

1 – восточная граница Уральской металлогенической провинции; 2 – граница между металлогеническими мегазонами (I – Магнитогорской, II – Восточно-Уральской); 3 – границы Верхнеуральско-Гумбейской медно-цинково-золотоносной металлогенической зоны; 4 – контуры прогнозируемых рудных полей (1 – Южно-Курсанское, 2 – Южно-Гумбейское); 5 – известные месторождения (а), рудопроявления (б) и пункты минерализации (в) золото-серебряной рудной формации; 6 – крупные населённые пункты

3. Главным процессом, определяющим облик и состав единой петрогенетической серии пород гумбейской ассоциации, является фракционная кристаллизация родоначальных базальтовых расплавов в глубинных, а затем в приповерхностных периферических очагах. К ранее кристаллизовавшимся пироксенам добавлялся плагиоклаз, а позднее клинопироксен сменялся роговой обманкой. Сам ряд фракционирующих минералов отражает накопление летучих (прежде всего, воды) в расплаве и снижение его температуры. Гравитационная дифференциация также осуществлялась *in situ* при становлении отдельных магматических тел.

4. Принципиальное сходство Куросанских месторождений с аналогичными объектами современных островных дуг, по нашему мнению, вполне определённо говорит о больших перспективах всей территории Гумбейской зоны на золото-серебряное оруденение.

Автор с благодарностью вспоминает Е. П. Ширая (ЦНИГРИ), В. В. Зайкова (Институт минералогии УрО РАН), В. В. Бочкарева, Р. Г. Язеву и В. Н. Сазонова (Институт геологии и геохимии УрО РАН), Г. С. Гусева (ИМГРЭ), а также признателен Н. А. Румянцевой (ВСЕГЕИ), В. М. Мосейчуку, И. Г. Михайлову (ООО «Геопоиск») и А. В. Тевелеву (МГУ) за плодотворное обсуждение результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. – М. : Наука, 1976. – 268 с.
2. *Богатилов О. А., Цветков А. А.* Магматическая эволюция островных дуг. – М. : Наука, 1988. – 248 с.
3. *Горожанина Е. Н.* Ирландский островодужный (порфириновый) комплекс среднего девона Южного Урала : специальность 04.00.08 «Петрография, вулканология» : автореф. дис. на соискание учёного степен. канд. геол.-минерал. наук / Елена Николаевна Горожанина. – Свердловск, 1991. – 22 с.
4. *Гущин А. В.* Магматизм островных дуг и активных континентальных окраин // Геологическое картирование вулcano-плутонических поясов. – М., СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 1994. – С. 73–126.
5. *Зайков В. В., Зайкова Е. В.* Палеогидротермальное поле «Лисьи горы» – перспективный участок для поисков золото-полиметаллического оруденения куросанского типа (Южный Урал) // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. – Екатеринбург : Институт геологии и геохимии УрО РАН, 1994. – С. 319–320.
6. *Иванов Б. В.* Типы андезитового вулканизма Тихоокеанского подвижного пояса. – М. : Наука, 1990. – 213 с.
7. *Кадик А. А., Луканин О. А., Латин И. В.* Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. – М. : Наука, 1990. – 346 с.
8. *Кадик А. А., Максимов А. П., Иванов Б. В.* Физико-химические условия и генезис андезитов. – М. : Наука, 1986. – 158 с.
9. *Константинов М. М., Стружков С. Ф., Аристов В. В.* Генетические типы золото-серебряных месторождений вулcano-плутонических поясов // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1997. – № 1. – С. 62–66.
10. *Косарев А. М., Пучков В. Н., Серавкин И. Б., Шафигуллина Г. Т.* Колчеданосные вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции // Петрология. – 2022. – Т. 30, № 1. – С. 91–118.
11. *Куширо И.* Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг // Петрология. 27-й МКГ. Доклады. – М. : Наука, 1984. – С. 122–131.
12. *Леонова Л. Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия. – 1979. – № 2. – С. 179–197.
13. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. – М. : Недра, 1980. – 247 с.
14. *Маслов В. А., Яркова А. В., Артюшкова О. В., Мосейчук В. М., Кузнецов Г. П., Кашина Л. В., Нурмухаметов Э. М.* Корреляция вулканогенных комплексов девона Магнитогорской мегазоны. Ч. 2. // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. – Екатеринбург : УрО РАН, 1997. – С. 31–33.
15. *Мизенс Г. А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. – Екатеринбург : ИГГ УрО РАН, 2002. – 191 с.
16. *Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г., Кашина Л. В., Сурин Т. Н., Плохих Н. А., Цин Д. Ф.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка. – СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. – 127 с.
17. *Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г., Кашина Л. В., Сурин Т. Н., Плохих Н. А., Юрецкий В. Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Южно-Ураль-

- ская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. – СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2013. – 222 с.
18. Пирс Дж. А., Линпард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. – М. : Мир, 1987. – С. 134–165.
 19. Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала (2-е издание). – Екатеринбург : УГГА, 2001. – 622 с.
 20. Сидоров А. А. О рудноформационном анализе золотых и золотосодержащих месторождений // Геология рудных месторождений. – 1992. – № 6. – С. 70–79.
 21. Сурин Т. Н. Геохимические и металлогенические особенности рудоносных магматических комплексов Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. – М. : ИМГРЭ, 1999. – С. 284–328.
 22. Сурин Т. Н. Петрология и геохимия вулканитов раннеживетской базальт-риолитовой колчеданосной формации (Южный Урал). – Уфа : УфНЦ РАН, 1993. – 45 с.
 23. Теленков О. С. Магнетит-гематит-кварцевые породы золоторудного месторождения Южный Куросан (Южный Урал) // Кремнисто-железистые отложения колчеданосных районов. – Свердловск : УрО АН СССР, 1989. – С. 140–149.
 24. Федорченко В. И., Абдурахманов А. И., Родионова Р. И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. – М. : Наука, 1989. – 239 с.
 25. Филатов Е. И., Ширай Е. П. Металлогеническая зональность переходных областей от океана к континенту // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург : УрО РАН, 1996. – С. 38–43.
 26. Филатов Е. И., Ширай Е. П. Формационный анализ рудных месторождений. – М. : Недра, 1988. – 144 с.
 27. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. – М. : Недра, 1989. – 261 с.
 28. Ширай Е. П. Металлогения юных островных дуг // Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг. – М. : МПР РФ и др., 1999. – С. 187–268.
 29. Шмидт А. И. Возрастные соотношения серноколчеданного и золотополиметаллического оруденения Куросанского рудного поля (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. – 1961. – № 6. – С. 27–40.
 30. Щепотьев Ю. М., Вартанян С. С., Орешин В. Ю., Гузман Б. В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 244 с.
 31. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). – Екатеринбург : УрО РАН, 1998. – 204 с.
 32. Arth J. G. Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application // Journal of Research of the U. S. Geological Survey. – 1976. – V. 4. – P. 41–47.
 33. Condie K. C. Archean magmatism and crustal thickening // Geological Society of America Bulletin. – 1973. – V. 84. – P. 2981–2992.
 34. Ellam R. M., Hawkesworth C. J. Elemental and isotopic variations in subduction related basalts; evidence of three component model // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1988. – V. 98. – P. 72–80.
 35. Evensen N. M., Hamilton P. J., O’Nions R. K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1978. – V. 42. – P. 1199–1212.
 36. Gill J. B. Orogenic andesites and plate tectonics. – Berlin; N.Y.: Springer, 1981. – 390 p.
 37. Jakeš P., White A. J. R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // Journal of Research of the U. S. Geological Survey. 1972. – V. 83. – P. 29–40.
 38. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American Journal of Science. – 1974. – V. 274. – P. 321–355.
 39. Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1979. – V. 69. – P. 33–47.
 40. Wedepohl K. H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. – 1981. – Bd. 68. – P. 110–119.
 41. White N. C., Hedenquist J. W. Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration // SEG Newsletter. – 1995. – P. 8–13.

REFERENCES

1. Balashov Yu. A. Geokhimiya redkozemel’nykh elementov [Geochemistry of rare earth elements], Moscow, Nauka, 1976, 268 p. (In Russ.)
2. Bogatikov O. A., Tsvetkov A. A. Magmaticheskaya evolyutsiya ostrovnykh dug [Magmatic evolution of island arcs], Moscow, Nauka publ., 1988, 248 p. (In Russ.)
3. Gorozhanina Ye. N. Irendybskiy ostrovoduzhnyy (porfiritovyy) kompleks srednego devona Yuzhnogo Urala [Irendyk island-arc (porphyritic) complex of the Middle Devonian of the Southern Urals], Sverdlovsk, 1991, 22 p. (In Russ.)
4. Gushchin A. V. Magmatizm ostrovnykh dug i aktivnykh kontinental’nykh okrain [Magmatism of island arcs

- and active continental margins]. *Geologicheskoye kartirovaniye vulkano-plutonicheskikh poyasov*, Moscow, St. Petersburg, VSEGEI publ., 1994, pp. 73–126. (In Russ.)
5. *Zaykov V. V., Zaykova Ye. V.* Paleogidrotermal'noye pole "Lis'i gory" – perspektivnyy uchastok dlya poiskov zoloto-polimetallicheskogo orudneniya kurosanskogo tipa (Yuzhnyy Ural) [Paleohydrothermal field "Fox Mountains" is a promising area for searching for gold-base metal mineralization of the Kurosan type (Southern Urals)]. *Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsiy tektoniki plit*, Yekaterinburg, Institut geologii i geokhimii UrO RAN publ., 1994, pp. 319–320. (In Russ.)
 6. *Ivanov B. V.* Tipy andezitovogo vulkanizma Tikhookeanskogo podvizhnogo poyasa [Types of andesitic volcanism of the Pacific mobile belt], Moscow, Nauka publ., 1990, 213 p. (In Russ.)
 7. *Kadik A. A., Lukanin O. A., Lapin I. V.* Fiziko-khimicheskiye usloviya evolyutsii bazal'tovykh magm v pri-poverkhnostnykh ochagakh [Physico-chemical conditions for the evolution of basaltic magmas in near-surface chambers], Moscow, Nauka publ., 1990, 346 p. (In Russ.)
 8. *Kadik A. A., Maksimov A. P., Ivanov B. V.* Fiziko-khimicheskiye usloviya i genezis andezitov [Physico-chemical conditions and genesis of andesites], Moscow, Nauka publ., 1986, 158 p. (In Russ.)
 9. *Konstantinov M. M., Struzhkov S. F., Aristov V. V.* Geneticheskiye tipy zoloto-serebryanykh mestorozhdeniy vulkano-plutonicheskikh poyasov [Genetic types of gold-silver deposits of volcano-plutonic belts]. *Izvestiya VUZov. Geologiya i razvedka*, 1997, No. 1, pp. 62–66. (In Russ.)
 10. *Kosarev A. M., Puchkov V. N., Seravkin I. B., Shafigulina G. T.* Kolchedanonosnyye vulkanicheskiye komplekсы Magnitogorskoy paleostrovoduzhnoy megazony na Yuzhnom Urale: modeli rudno-magmatics-kikh sistem, geodinamicheskiye rekonstruktsii [Pyrite-bearing volcanic complexes of the Magnitogorsk paleo-island-arc megazone in the Southern Urals: models of ore-magmatic systems, geodynamic reconstructions]. *Petrologiya*, 2022, V. 30, No. 1, pp. 91–118. (In Russ.)
 11. *Kushiro I.* Genezis magm ostrovnykh dug na primere Yaponskikh dug [Genesis of magmas of island arcs using the example of the Japanese arcs]. *Petrologiya*. 27 MGK. Doklady, Moscow, Nauka publ., 1984, pp. 122–131. (In Russ.)
 12. *Leonova L. L.* Geokhimiya chetvertichnykh i sovremennykh vulkanicheskikh porod Kuril'skikh ostrovov i Kamchatki [Geochemistry of Quaternary and modern volcanic rocks of the Kuril Islands and Kamchatka]. *Geokhimiya*, 1979, No. 2, pp. 179–197. (In Russ.)
 13. *Lutts B. G.* Geokhimiya okeanicheskogo i kontinental'nogo magmatizma [Geochemistry of oceanic and continental magmatism], Moscow, Nedra publ., 1980, 247 p. (In Russ.)
 14. *Maslov V. A., Yarkova A. V., Artyushkova O. V., Moseychuk V. M., Kuznetsov G. P., Kashina L. V., Nurmukhametov E. M.* Korrelyatsiya vulkanogennykh kompleksov devona Magnitogorskoy megazony. Pt. 2. [Correlation of Devonian volcanogenic complexes of the Magnitogorsk megazone. Part 2]. *Magmatizm, metamorfizm i glubinnoye stroyeniye Urala*, Yekaterinburg, UrO RAN publ., 1997, pp. 31–33. (In Russ.)
 15. *Mizens G. A.* Sedimentatsionnyye basseyny i geodinamicheskiye obstanovki v pozdnem devone–ranney permi yuga Urala [Sedimentation basins and geodynamic settings in the Late Devonian–Early Permian of the south of the Urals], Ekaterinburg, IGG UrO RAN publ., 2002, 191 p. (In Russ.)
 16. *Moseychuk V. M., Yarkova A. V., Mikhaylov I. G., Kashina L. V., Surin T. N., Plokhikh N. A., Tsин D. F.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Seriya Yuzhno-Ural'skaya. List N-40-XXIV. Ob»yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation scale 1:200 000. South Ural Series. Sheet N-40-XXIV. Explanatory letter], Moscow, VSEGEI publ., 2017, 127 p. (In Russ.)
 17. *Moseychuk V. M., Yarkova A. V., Mikhaylov I. G., Kashina L. V., Surin T. N., Plokhikh N. A., Yuretskiy V. N.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200 000. Seriya Yuzhno-Ural'skaya. List N-40-XXX. Ob»yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:200 000. South Ural series. Sheet N-40-XXX. Explanatory letter]. Moscow, VSEGEI publ., 2013, 222 p. (In Russ.)
 18. *Pirs Dzh. A., Lippard S. Dzh., Roberts S.* Osobennosti sostava i tektonicheskoye znacheniyе ofiolitov nad zonoy subduksii [Compositional features and tectonic significance of ophiolites above a subduction zone]. *Geologiya ukrainnykh basseynov*, Moscow, Mir publ., 1987, pp. 134–165. (In Russ.)
 19. *Sazonov V. N., Ogorodnikov V. N., Koroteyev V. A., Polenov Yu. A.* Mestorozhdeniya zolota Urala (2-ye izdaniye) [Gold deposits of the Urals (2nd edition)], Ekaterinburg, UGGA publ., 2001, 622 p. (In Russ.)
 20. *Sidorov A. A.* O rudnoformatsionnom analize zolotykh i zolotosoderzhashchikh mestorozhdeniy [On ore formation analysis of gold and gold-bearing deposits]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, 1992, No. 6, pp. 70–79. (In Russ.)
 21. *Surin T. N.* Geokhimicheskiye i metallogenicheskiye osobennosti rudonosnykh magmatics-kikh kompleksov Vostochno-Magnitogorskoy paleostrovnoy dugi [Geochemical and metallogenic features of ore-bearing igneous complexes of the East Magnitogorsk paleo-island arc]. *Geokhimicheskaya i metallogenicheskaya spetsializatsiya strukturno-veshchestvennykh*

- kompleksov, Moscow, IMGRE publ., 1999, pp. 284–328. (In Russ.)
22. *Surin T. N.* Petrologiya i geokhimiya vulkanitov rannezhivetskoy bazal't-riolitovoy kolchedanonosnoy formatsii (Yuzhnyy Ural) [Petrology and geochemistry of volcanics of the Early Givetian basalt-rhyolite sulfide-bearing formation (Southern Urals)], Ufa, UfNTS RAN publ., 1993, 45 p. (In Russ.)
 23. *Telenkov O. S.* Magnetit-gematit-kvartsevyye porody zolotorudnogo mestorozhdeniya Yuzhnyy Kurosan (Yuzhnyy Ural) [Magnetite-hematite-quartz rocks of the South Kurosan gold deposit (Southern Urals)]. Kremnisto-zhelezistyye otlozheniya kolchedanonosnykh rayonov, Sverdlovsk, UrO AN SSSR publ., 1989, pp. 140–149. (In Russ.)
 24. *Fedorchenko V. I., Abdurakhmanov A. I., Rodionova R. I.* Vulkanizm Kuril'skoy ostrovnoy dugi: geologiya i petrogenезis [Volcanism of the Kuril Island Arc: geology and petrogenesis], Moscow, Nauka, 1989, 239 p. (In Russ.)
 25. *Filatov Ye. I., Shiray Ye. P.* Metallogenicheskaya zonal'nost' perekhodnykh oblastey ot okeana k kontinentu [Metallogenic zoning of transition regions from ocean to continent]. Metallogeniya skladchatykh sistem s pozitsiy tektoniki plit. Yekaterinburg, UrO RAN publ., 1996, pp. 38–43. (In Russ.)
 26. *Filatov Ye. I., Shiray Ye. P.* Formatsionnyy analiz rudnykh mestorozhdeniy, Moscow, Nedra publ., 1988, 144 p. (In Russ.)
 27. *Frolova T. I., Perchuk L. L., Burikova I. A.* Magmatizm i preobrazovaniye zemnoy kory aktivnykh okrain [Magmatism and transformation of the earth's crust of active margins], Moscow, Nedra publ., 1989, 261 p. (In Russ.)
 28. *Shiray Ye. P.* Metallogeniya yunyx ostrovnnykh dug [Metallogeny of series of geodynamic settings of island arcs]. Metallogeniya ryadov geodinamicheskikh obstanovok ostrovnnykh dug, Moscow, Ministry of Natural Resources of the Russian Federation et al. publ., 1999, pp. 187–268. (In Russ.)
 29. *Shmidt A. I.* Vozrastnyye sootnosheniya serno-kolchedannogo i zolotopolimetallicheskogo orudneniya Kurosanskogo rudnogo polya (Yuzhnyy Ural) [Age relationships between sulfur-pyrite and gold-polymetallic mineralization of the Kurosan ore field (Southern Urals)]. Geologiya rudnykh mestorozhdeniy, 1961, No. 6, pp. 27–40. (In Russ.)
 30. *Shchepot'yev Yu. M., Vartanyan S. S., Oreshin V. Yu., Guzman B. V.* Zolotorudnyye mestorozhdeniya ostrovnnykh dug Tikhogo okeana [Gold deposits of the island arcs of the Pacific Ocean], Moscow, TSNIGRI publ., 1989, 244 p. (In Russ.)
 31. *Yazeva R. G., Bochkarev V. V.* Geologiya i geodinamika Yuzhnogo Urala (opyt geodinamicheskogo kartirovaniya) [Geology and geodynamics of the Southern Urals (experience of geodynamic mapping)], Yekaterinburg, UrO RAN publ., 1998, 204 p. (In Russ.)
 32. *Arth J. G.* Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their application. Journal of Research of the U. S. Geological Survey, 1976, V. 4, P. 41–47.
 33. *Condie K. C.* Archean magmatism and crustal thickening. Geological Society of America Bulletin, 1973, V. 84, P. 2981–2992.
 34. *Ellam R. M., Hawkesworth C. J.* Elemental and isotopic variations in subduction related basalts; evidence of three component model. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988, V. 98, P. 72–80.
 35. *Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1978, V. 42, P. 1199–1212.
 36. *Gill J. B.* Orogenic andesites and plate tectonics, Berlin, New York, Springer publ., 1981, 390 p.
 37. *Jakeš P., White A. J. R.* Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Journal of Research of the U. S. Geological Survey. 1972, V. 83, P. 29–40.
 38. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science, 1974, V. 274, P. 321–355.
 39. *Pearce J. A., Norry M. J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979, V. 69, P. 33–47.
 40. *Wedepohl K. H.* Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust. Naturwissenschaften, 1981, Bd. 68, P. 110–119. (In Russ.)
 41. *White N. C., Hedenquist J. W.* Epithermal Gold Deposits: styles, characteristics and exploration. SEG Newsletter, 1995, P. 8–13. (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 07.07.23 ; одобрена после рецензирования 15.09.23; принята к публикации 15.09.23.
The article was submitted 07.07.23 ; approved after reviewing 15.09.23; accepted for publication 15.09.23.

Методика проведения геологических исследований океана с применением глубоководных обитаемых аппаратов

В настоящей работе рассматриваются методы геологических исследований океана с использованием глубоководных обитаемых аппаратов. Обсуждаются вопросы принципов организации детальных исследований на локальных участках дна океана. Рассмотрено пилотирование подводных аппаратов вблизи дна с использованием научного и навигационного оборудования.

Ключевые слова: глубоководные обитаемые аппараты, методики, пилотирование, навигационная привязка, научное оборудование.

САГАЛЕВИЧ АНАТОЛИЙ МИХАЙЛОВИЧ, доктор технических наук, профессор, главный научный сотрудник, руководитель лаборатории, sagalev1@yandex.ru

ФГБУН Институт океанологии им. П. П. Ширшова Российской академии наук, г. Москва

Methods of the conducting of geological studies of the ocean with the use of deep manned submersibles

A. M. SAGALEVICH

Shirshov Institute of Oceanology of Russian Academy of Sciences, Moscow

The methods of geological research of the ocean with deep manned submersibles use are considered in present paper. The questions of principle organization of detail research in the local areas of ocean bottom are introduced. The piloting of the submersibles near bottom with the use of scientific and navigation equipment of the submersibles are considered.

Key words: deep-sea habitable vehicles, techniques, piloting, navigation binding, scientific equipment.

Организация работ с ГОА в океане. Эра глубоководных обитаемых аппаратов (ГОА) в Институте океанологии им. П. П. Ширшова РАН насчитывает более 40 лет. Она началась в 1970-е гг., когда Институтом были приобретены в Канаде обитаемые аппараты «Пайсис VII» и «Пайсис XI» (рабочая глубина 2000 м). Исследования озера Байкал в 1977 г., а затем комплекс исследований в различных районах Мирового океана показали высокую эффективность проведения исследований с помощью ГОА с целью детального изучения глубин океана. На основе анализа результатов первых исследований был сделан вывод, что ни один другой метод не может дать таких детализации и достоверности научных изысканий, какие обеспечивает применение ГОА [2]. Это связано и с непосредственным участием человека в процессе исследований, и с тем, что современные ГОА представляют собой совершенную автономную глубоководную лабораторию, оборудованную всеми необходимыми средствами на-

учных наблюдений: иллюминаторами, видео- и фотосистемами высокого разрешения, инструментами пробоотбора (манипуляторами, батометрами и др.), набором измерительных датчиков и др. (рис. 1).

Весь комплекс наблюдений с помощью ГОА обеспечивается высокоточной навигационной привязкой с применением систем гидроакустической навигации с длинной и короткой базой, инерциальных систем и др. Учитывая ограниченные возможности ГОА в плане энергообеспечения и покрытия больших расстояний под водой, их применение должно предваряться проведением исследований с борта научно-исследовательского судна (НИС) с применением средств пробоотбора, буксируемых аппаратов, оборудованных локаторами бокового обзора и акустическими профилографами, измерительных зондов и др.

Такой подход даёт возможность получить максимальный объём информации, необходимой для планирования подводных маршрутов аппаратов

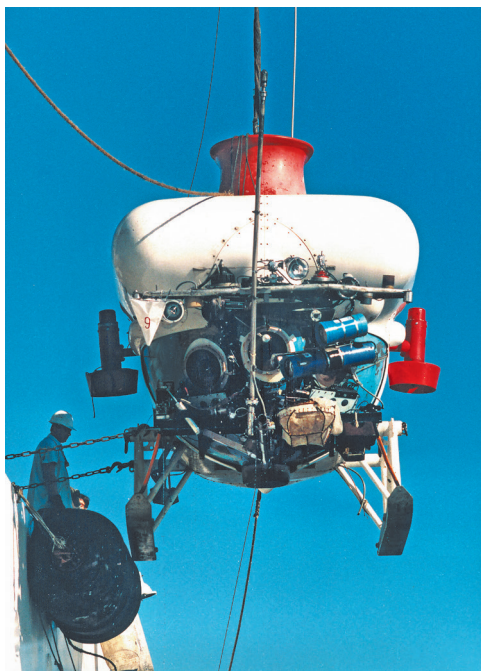


Рис. 1. ГОА «Пайсис» со штатным оборудованием

таким образом, чтобы во время погружений они тратили минимум времени для поиска объектов исследований и концентрировались на самих исследованиях. Очень важно рациональное использование тех приборов и инструментов, которыми оборудованы ГОА. Это в значительной степени зависит от профессионализма и опыта пилотов ГОА, их знаний геологической обстановки, в которой они работают при каждом конкретном погружении. Конечно, научное руководство погружением осуществляется подводным наблюдателем-геологом, но именно в связке ученый-пилот отрабатываются основные вопросы методики исследований, которые в результате становятся стандартными. Нельзя также забывать, что при разработке методик и отработке основных приёмов исследований с помощью ГОА главным вопросом является безопасность, куда входят и спуско-подъёмные операции с ГОА, и операции на воде до ухода под воду и после всплытия, и непосредственная работа аппарата под водой. Первые экспедиции с ГОА «Пайсис» на Чёрном море, на Байкале, а затем в океане в значительной мере были посвящены отработке методик, описанных выше операций.

В первых океанических экспедициях мы были поставлены в жёсткие рамки использования

«Пайсисов» с борта уже готовых судов, не приспособленных для проведения специальных операций с ГОА. Мы были вынуждены установить «Пайсис VII» на научно-исследовательском судне «Дмитрий Менделеев», а «Пайсис XI» – на НИС «Академик Курчатов» на одной из верхних палуб. Поэтому при спуске с высокого борта и обратном подъёме на него возможны были раскачивания аппаратов с довольно большой амплитудой (рис. 2).

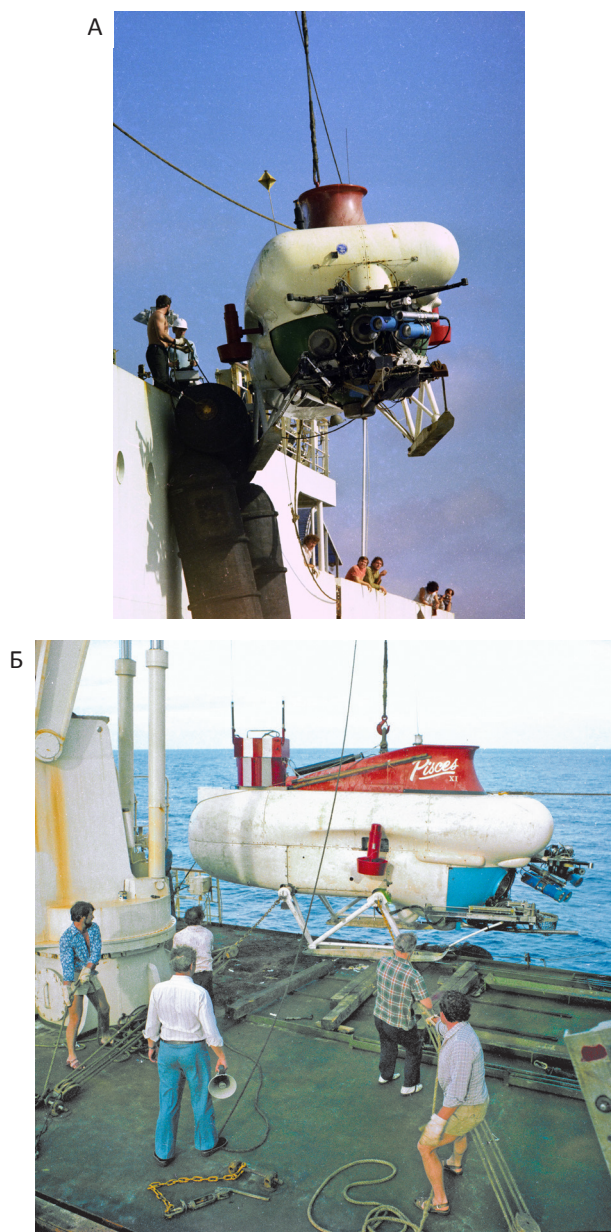


Рис. 2. Спуско-подъёмные операции с ПОА «Пайсис» на борту научно-исследовательских судов: А – «Дмитрий Менделеев», Б – «Академик Мстислав Келдыш»

Для смягчения раскачиваний и предотвращения ударов ГОА о борт судна, изготавливались специальные оттяжки и крупногабаритные кранцы. Причём операции спуска и подъёма осуществлялись не с помощью специальных кранов, а с применением кран-балок, установленных на верфи в Югославии. При проведении этих операций возникало много трудностей, которые впоследствии были учтены при проектировании комплекса обслуживания ГОА «Мир» на НИС «Академик Мстислав Келдыш» [1].

Во-первых, аппараты «Мир» были установлены на главной палубе судна гораздо ниже, чем «Пайсисы», а во-вторых, в Финляндии был спроектирован специальный кран, который опускал аппарат на коротком шкентеле практически до воды, что исключало раскачивание аппарата при спуске и подъёме (рис. 3).



Рис. 3. Спуско-подъёмные операции с ГОА «Мир»

Кроме того, нами была принята методика проведения спуска и подъёма аппаратов с борта судна, а не с кормы. При определённой постановке судна по отношению к волне создаётся практически штилевая зона около борта, что создаёт комфортные условия для спуско-подъёмных операций в отличие от операций с кормы, которая перемещается вертикально с довольно большой амплитудой в условиях сильного волнения. Такая методика спуска и подъёма аппаратов позволила нам проводить погружения аппаратов «Мир» при большом волнении – до 5–6 баллов.

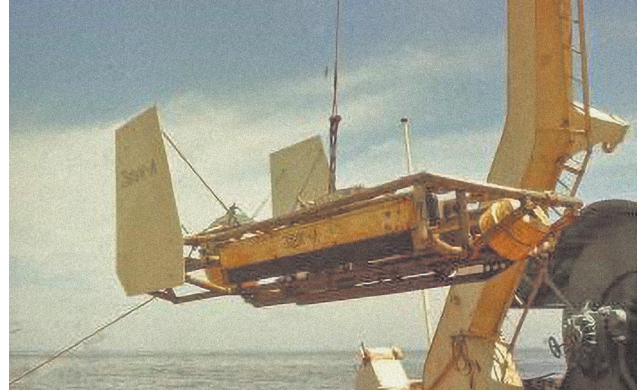


Рис. 4. Глубоководный буксируемый аппарат «Звук»

Полигонный метод исследований. Как уже отмечалось, основной задачей применения ГОА является детализация исследований на наиболее интересных с научной точки зрения участках дна. Выбор полигона осуществляется, как правило, на основании данных поисковых исследований [2]. Наиболее эффективным методом таких исследований является применение глубоководных буксируемых аппаратов с комплексом гидроакустического и видеооборудования. В первых экспедициях с ГОА «Мир» мы работали с буксируемым вблизи дна аппаратом «Звук» (рис. 4), оборудованным локатором бокового обзора и акустическим профилографом. «Звук» проводил гидролокационную съёмку поверхности дна перед погружениями ГОА. И это был весьма эффективный метод подготовки полигона, позволявший обозначить детали рельефа, которые были важны для погружений. На рис. 5 приведена запись локатора бокового обзора аппарата «Звук» с обозначенной на ней сульфидной постройкой Мир. Эта постройка была детально обследована с помощью ГОА «Мир» (глубина 3600 м). Измерения, выполненные с помощью ГОА «Мир», показали, что это самое крупное гидротермальное тело на дне из известных в настоящее время. Оно содержит около 10 млн т сульфидных руд. Пробоотбор с борта судна, а также зондирование водной толщи с помощью гидрофизических зондов дают возможность находить аномальные точки на дне, соответствующие активным гидротермальным излияниям, метановым сипам и др.

На основании результатов этих поисковых исследований намечается полигон для проведения

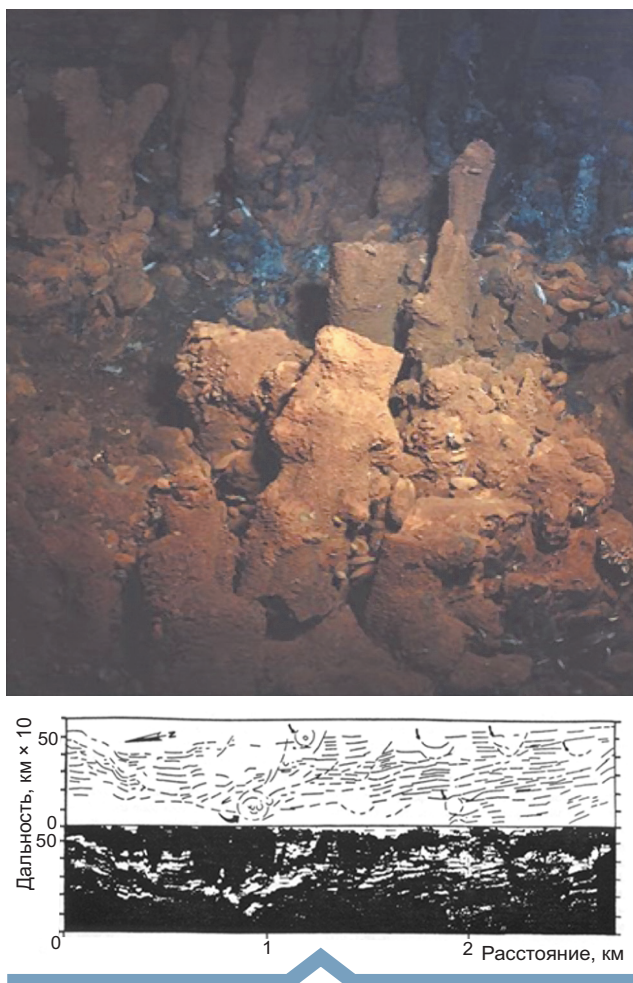


Рис. 5. Запись локатора бокового обзора аппарата «Звук» с обозначенной на ней сульфидной постройкой Мир

детального изучения данного участка дна с помощью ГОА. Как правило, это квадрат со стороной от 2 до 4 миль либо прямоугольник с подобными длинами сторон. Во время поисковых исследований обычно строится батиметрическая карта, на которую наносятся точки постановки донных гидроакустических маяков. Причём маяки ставятся на наиболее высокие места рельефа для того, чтобы обеспечить связь с ними из любого места полигона. Опыт наших исследований показывает, что установки трёх или четырёх маяков на полигоне со стороной квадрата 3 мили и расстояниями между маяками 2–3 мили вполне достаточно для обеспечения точной навигационной привязки аппарата на всей площади полигона. Система сбора данных ГОА «Мир» работает постоянно в течение всего времени работы аппара-

та под водой. Она непрерывно записывает данные измерений гидрофизических и гидрохимических датчиков, а также данные гидроакустической системы навигации, то есть все операции, проводимые пилотом на дне, точно привязаны к данным навигации. На рис. 6 приведена карта гидротермального поля Рейнбоу с нанесёнными на неё гидротермальными активными и реликтовыми постройками. Эта карта сделана по данным навигации, полученным при работе ГОА «Мир» на дне. Точно также на карте фиксируются точки отбора проб, специально проводимых измерений и другие операции ГОА.

Пилотирование ГОА при проведении геологических исследований. При пилотировании аппарата вблизи дна следует помнить о трёх важнейших факторах: 1) обеспечении безопасности движения аппарата; 2) экономичном режиме расходования энергии; 3) эффективном выполнении научной программы с использованием научного оборудования, имеющегося на аппарате.

Очевидно, обеспечение безопасности предполагает пилотирование аппарата на некотором расстоянии от дна или от обследуемого объекта (обычно 3–4 метра) так, чтобы видеть все встречающиеся препятствия или посторонние предметы. Кроме того, такая методика при небольшой скорости движения аппарата даёт возможность приблизиться к донной поверхности или объекту, лежащему на дне, с целью проведения детального осмотра участка дна или объекта, отбора образцов, видеозаписи наиболее интересных деталей или для проведения измерений в аномальных точках (выходах термальных вод, чёрных курильщиках, метановых сипах и др.). Аппарат вблизи дна, как правило, работает в нейтральной плавучести, поэтому перемещение по вертикали на единицы метров не требует большого расхода энергии. Однако, при движении вверх по склону или вблизи вертикальных стенок наиболее рационально придавать аппарату положительную плавучесть и, медленно всплывая, удерживаться вблизи поверхности дна, подрабатывая движителями вперёд или назад (рис. 7). При работе ГОА на затонувших судах аппарату придаётся нейтральная плавучесть и его движение вперёд или вверх регулируется движительным комплексом. При работе с ГОА «Пайсис» движение вверх-вниз и вперёд-назад обеспечивается с помощью боковых движителей, которые разворачиваются либо вертикально, либо горизонтально соответственно.

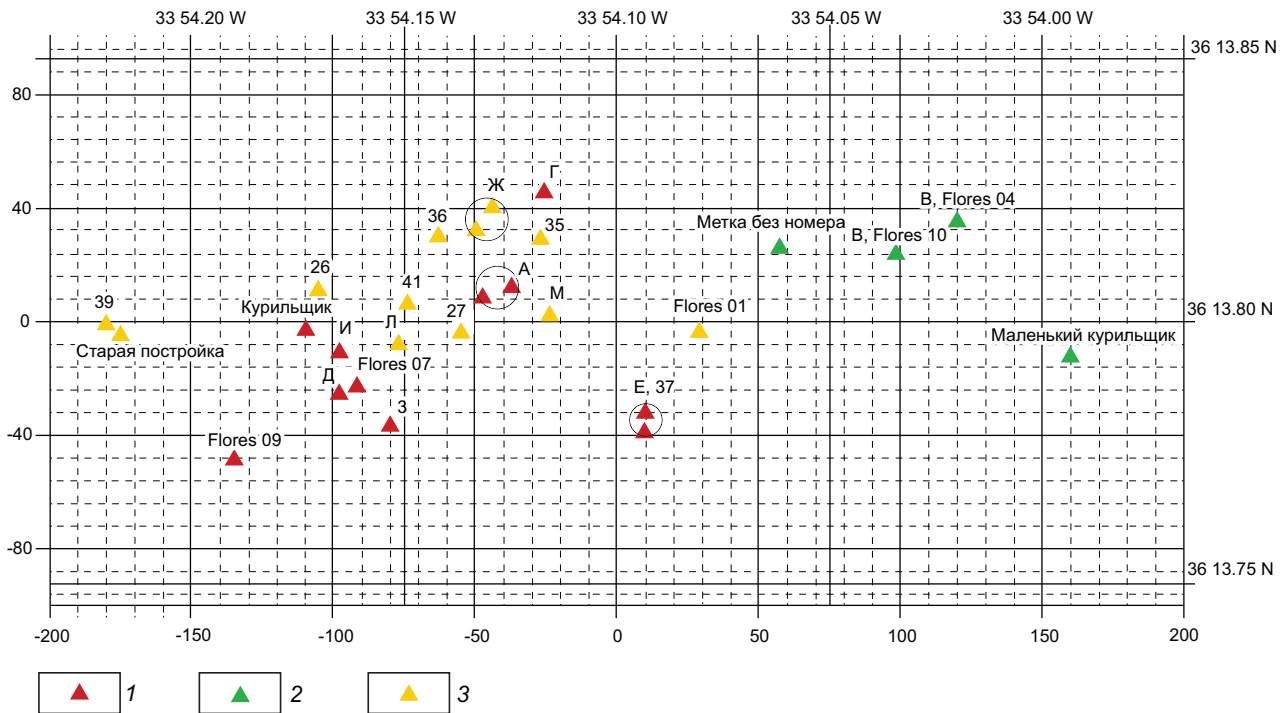


Рис. 6. Карта-схема гидротермального поля Рейнбоу с нанесёнными на неё гидротермальными активными и реликтовыми постройками:

курильщики: 1 – большие активные, 2 – небольшие активные; 3 – реликтовые постройки

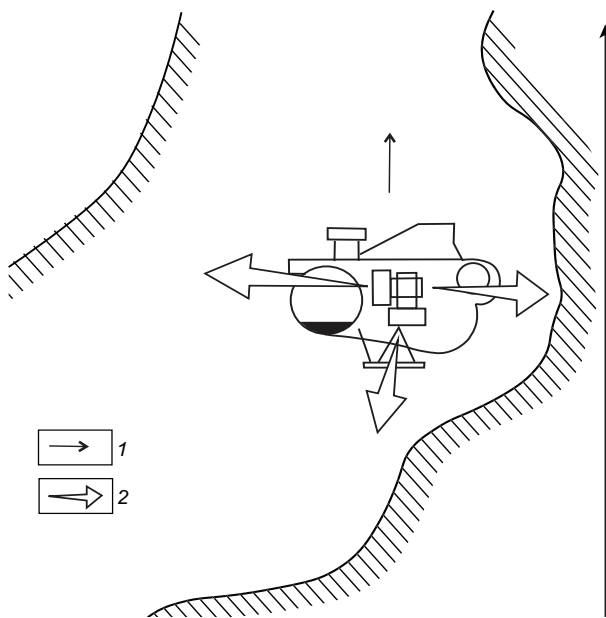


Рис. 7. Методика обследования вертикальных стенок при положительной плавучести ПОА:

1–2 – направления: 1 – движения ПОА, 2 – обработка движителями

Аналогичные движения при работе с ГОА «Мир» выполняются проще: горизонтальные – с помощью мощного кормового движителя, вертикальные – с помощью боковых движителей. Такая методика применима и при отборе образцов с вертикальных стенок и взятии проб флюида из гидротермальных источников, в этом случае аппарат должен иметь нейтральную плавучесть (рис. 8).

В ряде случаев при отборе образцов необходимо утяжеление аппарата, в особенности при работе в условиях сильных течений вблизи дна. Однако этот метод требует дополнительных расходов энергии, необходимой для откачки водяного балласта после взятия образца и придания аппарату нейтральной плавучести. Эти тонкости пилотирования знают все опытные пилоты ГОА.

Методика пилотирования неразрывно связана с методами пробоотбора. Основным инструментом пробоотбора является манипулятор. Отбор твёрдых образцов (коренных пород, сульфидов и др.) осуществляется непосредственно кистью манипулятора. Для отбора осадочного материала в кисти манипулятора зажимается геологическая трубка длиной 40–50 см, которая втыкается

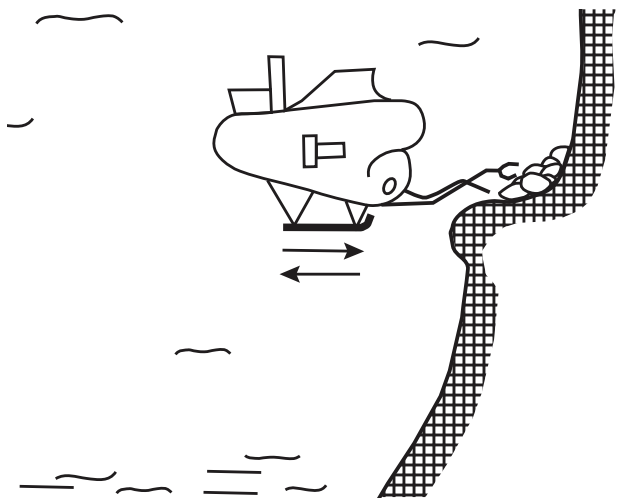


Рис. 8. Методика взятия образца с вертикальной стенки. Стрелки показывают направление подработки двигателями

в осадок при вертикальном движении манипулятора. Образцы хрупких пород отбираются с помощью сачков, зажимаемых также в кисти манипулятора. Кроме того, в арсенале инструментов, также зажимаемых в кисти манипуляторов, имеются специальные пробоотборники, захлопывающиеся либо автоматически, либо при нажатии кнопки вторым манипулятором. Для отбора мелких образцов, главным образом животных, используются всасывающие пробоотборники, обычно имеющие пять автоматически смещающихся стаканов объёмом 1,5–2 литра, в которые через гибкую трубку длиной около трёх метров и диаметром 10 см засасываются животные либо мелкие геологические образования. В течение одного погружения путём всасывания могут быть отобраны 5 различных проб (по числу стаканов) (рис. 9).

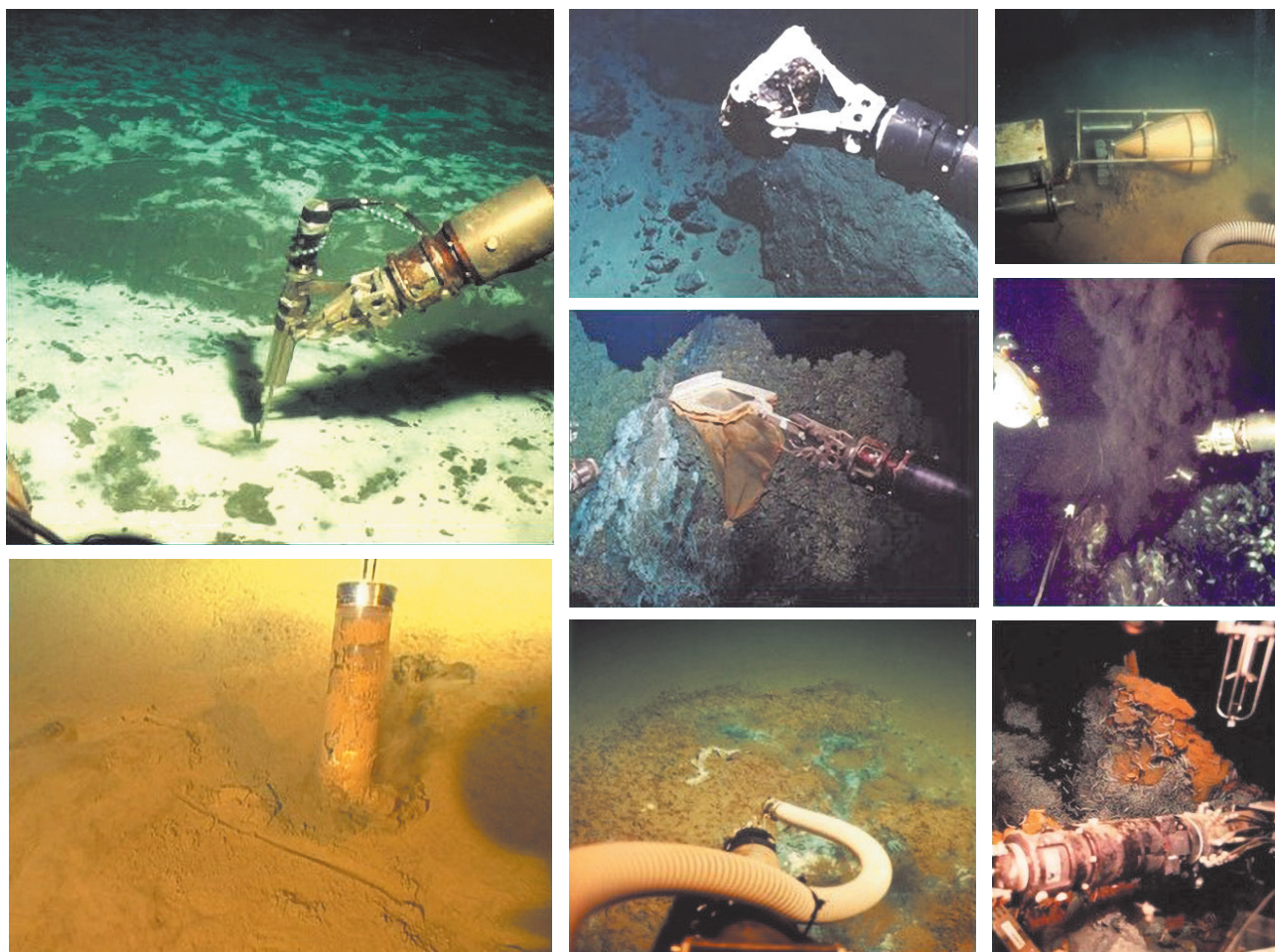


Рис. 9. Средства пробоотбора с борта ГОА

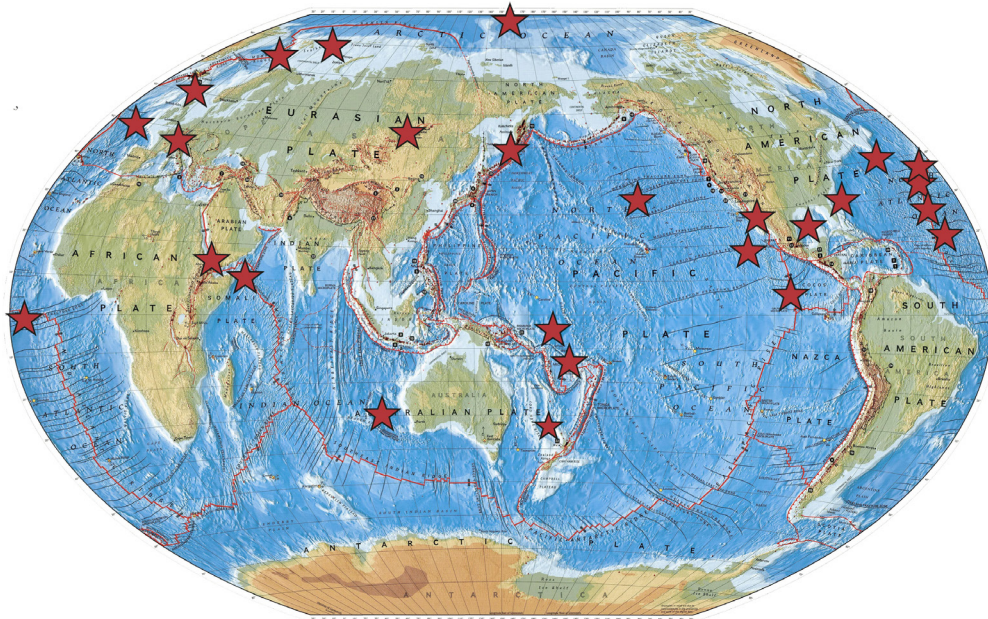


Рис. 10. Карта-схема исследований, проведённых на двадцати трёх гидротермальных полях Мирового океана с помощью ГОА «Пайсис» и «Мир»

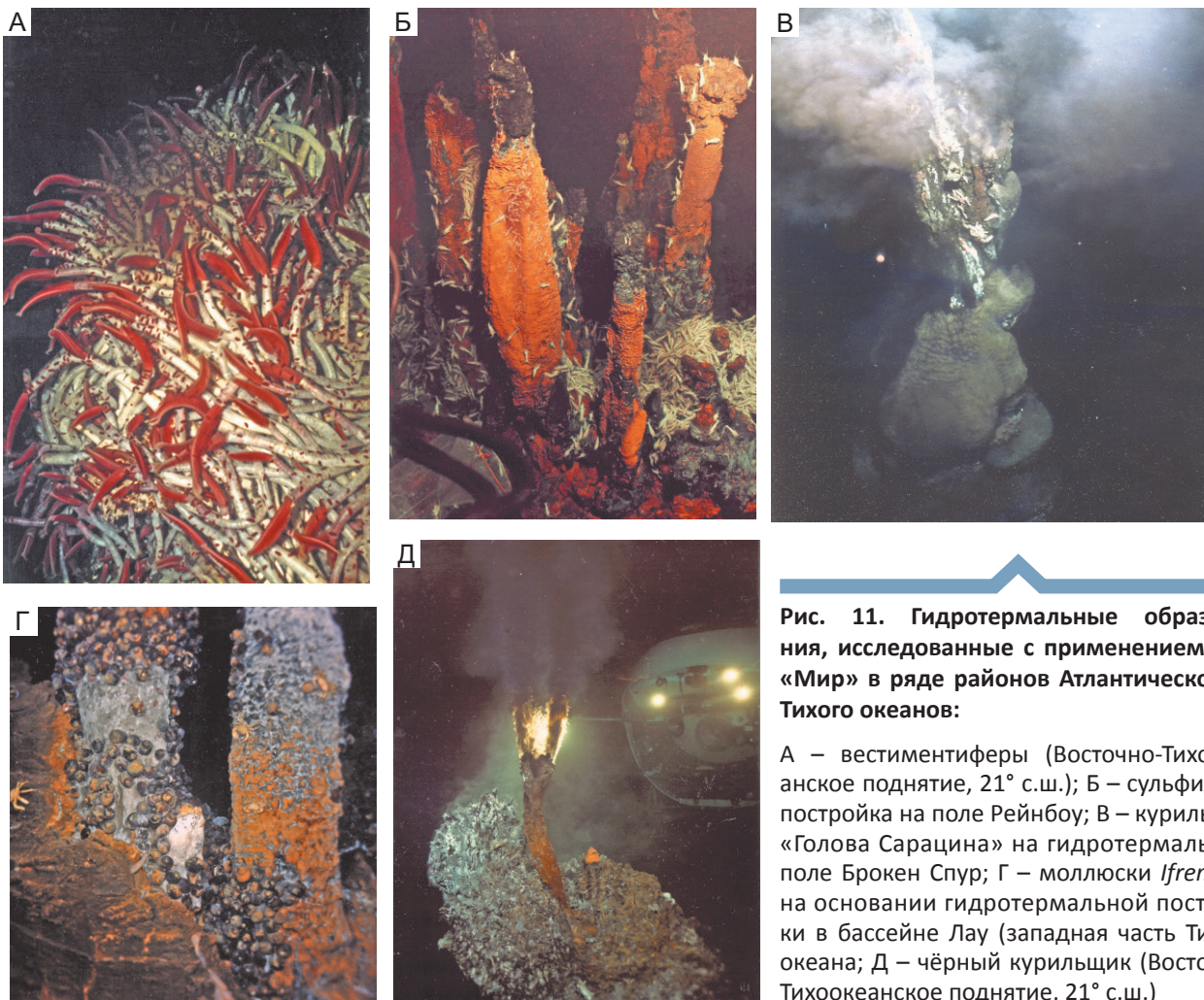


Рис. 11. Гидротермальные образования, исследованные с применением ГОА «Мир» в ряде районов Атлантического и Тихого океанов:

А – вестиментиферы (Восточно-Тихоокеанское поднятие, 21° с.ш.); Б – сульфидная постройка на поле Рейнбоу; В – курильщик «Голова Сарацина» на гидротермальном поле Брокен Спур; Г – моллюски *Ifremeria* на основании гидротермальной постройки в бассейне Лау (западная часть Тихого океана); Д – чёрный курильщик (Восточно-Тихоокеанское поднятие, 21° с.ш.)

Роль подводных наблюдателей. Важным вопросом методики исследований является комплектование команды научных наблюдателей ГОА. Многолетний опыт научных исследований с применением глубоководных обитаемых аппаратов «Пайсис» и «Мир» показывает, что круг подводных наблюдателей должен быть ограничен. Наиболее желательной является организация постоянной группы наблюдателей, поскольку такой подход обеспечивает наиболее полную отдачу в научном плане от каждого погружения. После нескольких погружений учёный приобретает профессиональный навык работы в ГОА. Эта концепция подтверждена геологическими исследованиями с ГОА «Пайсис» и «Мир» в первых экспедициях, когда группа наблюдателей состояла из крупных учёных-геологов: Л. П. Зоненшайна, Ю. А. Богданова, М. И. Кузьмина и А. П. Лисицына. Погружения с их участием происходили с высокой научной эффективностью [2].

Описанные выше операции легли в основу методики, которая принята как стандартная при проведении геологических исследований океана с применением глубоководных обитаемых аппаратов. По такой методике были проведены исследования на двадцати трёх гидротермальных полях Атлантического, Тихого и Северного Ледовитого океанов, на подводных горах и поднятиях, в абиссали в различных районах Мирового океана (рис. 10).

Проведённые исследования подтвердили высокую эффективность разработанной методики. Её применение позволило сделать ряд важных открытий в геологических исследованиях океана [1]. На рис. 11 показаны отдельные гидротермальные образования, исследованные с применением ГОА «Мир» в ряде районов Атлантического и Тихого океанов.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИО РАН по теме № FMWE-2021-0011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Sagalevich A. M.* Глубина. – М. : Научный Мир, 2002. – 318 с.
2. *Sagalevich A. M.* Значение визуальных наблюдений в глубоководных исследованиях океана // Природа. – 2018. – № 8. – С. 58–66. DOI: 10.31857/S0032874X0000489-6

REFERENCES

1. *Sagalevich A. M.* Glubina [Depth], Moscow, Nauchnyy Mir publ., 2002, 318 p. (In Russ.)
2. *Sagalevich A. M.* Znachenie vizual'nykh nablyudeniye v glubokovodnykh issledovaniyakh okeana [The importance of visual observations in deep-sea ocean research]. Priroda, 2018, No. 8, pp. 58–66. DOI: 10.31857/S0032874X0000489-6 (In Russ.)

3. *Sagalevich A. M.* Океанология и подводные обитаемые аппараты. Методы исследований / Отв. ред. И. Е. Михальцев. – М. : Наука, 1987. – 256 с.
4. *Sagalevich A. M.* 30 years' experience of Mir submersibles for ocean operations // In Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography. – 2017. – V. 155, № 5. – P. 83–95. DOI: 10.1016/j.dsr2.2017.08.001

3. *Sagalevich A. M.* Okeanologiya i podvodnyye obitayemyye apparaty. Metody issledovaniy [Oceanology and underwater habitable vehicles. Research methods], Ed. I. Ye. Mikhal'tsev, Moscow, Nauka publ., 1987, 256 p. (In Russ.)
4. *Sagalevich A. M.* 30 years' experience of Mir submersibles for ocean operations // In Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography, 2017, V. 155, № 5, pp. 83–95. DOI: 10.1016/j.dsr2.2017.08.001 (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 30.08.23; одобрена после рецензирования 15.09.23; принята к публикации 15.09.23.
The article was submitted 30.08.23; approved after reviewing 15.09.23; accepted for publication 15.09.23.

Академик Герасим Васильевич Богомолов – первооткрыватель



17.03.1905–08.04.1981

Среди достижений академика Г. В. Богомолова, учёного, государственного и общественного деятеля, профессора высшей школы, эксперта ООН, визитной карточкой является открытие им месторождений полезных ископаемых.

2023 год для учёного является юбилейным, так как в этом году исполнилось 65 лет со дня основания г. Солигорска, известного тем, что именно там добывается главное минеральное богатство Белоруссии – калийные соли, у истоков открытия месторождения которых и стоял Г. В. Богомолов (Сталинская премия, 1952). Также в 2023 г. отмечается 95 лет с момента открытия подземной минеральной воды «Минская-4» в парке им. М. Горького в Минске. Надо сказать, что именно в этой скважине, вскрывшей минеральную воду, двадцатитрёхлетним Герасимом Васильевичем были проведены первые в СССР, а возможно и в мировой практике, опытно-фильтраци-

онные работы для определения производительности водоносного горизонта и гидрогеологических параметров.

Г. В. Богомолов является первооткрывателем нефтяных залежей в Белоруссии (Государственная премия, 1972) и Индии, подземных вод в Северной Сахаре. Он опубликовал более 300 научных и прикладных работ, в том числе и на официальных языках ООН, его книга «40 дней в Северной Африке» стала бестселлером. Он внёс неоценимый вклад в изучение инженерно-геологических свойств грунтов при строительстве крупных инженерных сооружений – ДнепроГЭС, Волго-Донской канал, Московское и Минское метро и др. Герасим Васильевич – автор метода химического закрепления грунтов (Сталинская премия, 1947).

Профессор избирался Почётным президентом международной ассоциации гидрологических наук (1979), был первым в СССР и единственным до сих пор на постсоветском пространстве стипендиатом ЮНЕСКО. Г. В. Богомолов – первый заведующий кафедрой гидрогеологии и инженерной геологии МГУ им. М. В. Ломоносова (1941), его учебник «Гидрогеология с основами инженерной геологии» выдержал три издания в СССР, был переведён на арабский, венгерский, вьетнамский, китайский, немецкий, польский, сербо-хорватский языки. Академик Г. В. Богомолов подготовил десятки докторов и кандидатов наук.

Герасим Васильевич Богомолов – основатель и первый директор Всесоюзного НИИ гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО, 1939), первого подобного НИИ в мире, аналоги которого были созданы в 1950–1960-х годах в странах восточной Европы и Китае. Как заместитель Министра геологии СССР (1950–1953 гг.) курировал поиски, разведку и освоение нефтегазовых месторождений, подземных вод от Молдавии до Камчатки.

О Г. В. Богомолове опубликованы статьи на официальных языках ООН, а также на азербайджанском, белорусском, грузинском, казахском, литовском, узбекском и украинском языках. Его именем названа одна из центральных улиц в г. Солигорске (Белоруссия). Выдающиеся гидрогеологи США, Франции и Китая (Девид Д. Тодд, Генри Шоллер, Шень Джао Ли) оставили свои тёплые воспоминания о русском первооткрывателе.

Столетний юбилей академика Г. В. Богомолова был широко отмечен в 2005 г. в России (Московская обл., ВСЕГИНГЕО), в Белоруссии (Минск, НАН Беларуси; Солигорск, ПО «Беларуськалий»)

под патронажем Президента Республики Беларусь А. Г. Лукашенко, а также председателя правительства Российской Федерации и заместителя генерального директора ЮНЕСКО проведением Международной научной конференции «Проблемы водных ресурсов, геотермии и геоэкологии».

Отметим в заключение обострённое чувство гражданственности академика. Очень точно об этом написали полномочный представитель президента Республики Беларусь в Российской Федерации, заместитель Премьер-министра Республики Беларусь В. Б. Долголев и Вице-президент Российской Академии Наук А. П. Лаверов в статье «Учёный и гражданин – лауреат Государственных премий СССР и БССР», приуроченной к 100-летию со дня рождения учёного. Вот выдержка из этой статьи: «Открытие им ряда месторождений полезных ископаемых в Западном регионе СССР оценивается теперь не только как теоретические разработки крупного учёного, но и как его политическое видение уязвимости этих регионов СССР в случае очередной агрессии с Запада». Последние слова, написанные как будто сегодня, высвечивают редкое качество личности, которое было присуще полковнику и первому гидрогеологу Инженерных войск в период Великой Отечественной войны, первооткрывателю Г. В. Богомолу (1905–1981).

*Кандидат геолого-минералогических наук,
доктор технических наук, профессор
Д. А. Манукьян*

*Первооткрыватель месторождения,
почётный разведчик недр Мингео СССР,
кандидат геолого-минералогических наук
В. А. Манукьян*

Итоги I Международного геологического чемпионата «ГеоВызов»

С 16 по 22 сентября 2023 г. Федеральное агентство по недропользованию при поддержке Правительства Республики Башкортостан провели I Международный геологический чемпионат «ГеоВызов».



Мероприятие организовано в рамках Десятилетия науки и технологий, которое проходит в нашей стране по поручению Президента Российской Федерации Владимира Владимировича Путина. Широкий комплекс инициатив направлен на усиление роли науки и технологий в решении важнейших задач развития общества и страны. Как подчеркнули в Роснедрах, целями чемпионата являются популяризация геологических профессий в обществе, демонстрация важности геологии для изучения и прироста запасов полезных ископаемых для устойчивого развития государства, а также для формирования горизонтальных связей между молодыми специалистами разных стран.

I Международный геологический чемпионат «ГеоВызов» стартовал 16 сентября 2023 г. В торжественной церемонии открытия 17 сентября приняли участие представители Роснедр, Правительства Республики Башкортостан, регионального Минприроды, научных институтов, компаний-недропользователей. На открытии церемонии выступил руководитель Роснедр, Евгений Игнатьевич Петров, который отметил, насколько значима профессия геолога в наше время, подчеркнул, что будущее за молодёжью, а также пожелал всем командам удачи и ярких впечатлений.

В I Международном геологическом чемпионате приняли участие 120 студентов высших и средне-специальных учебных заведений со всей России в составе двадцати команд, а также одна команда из Казахстана. География Чемпионата включала такие города, как Усть-Каменогорск (Казахстан), Красный Луч (ЛНР), Владивосток, Грозный, Екатеринбург, Казань, Магнитогорск, Октябрьский, Миасс, Москва, Новосибирск, Самара, Санкт-Петербург, Тюмень, Уфа.

В программе чемпионата состоялись 12 геологических соревнований, охватывающих все области наук о Земле и практические умения, которыми должны обладать будущие геологи: «Геологический маршрут», «Шлиховое опробование», «Геологический разрез», «Минералогия и петрография», «Палеонтология», «Радиометрия», «Геохимия», «Гидрогеология», «Тестирование по основам геологических

знаний», «Полевая стоянка и техника безопасности», проект «Экскурсионная геологическая тропа». Также участников ожидал заочный (до начала соревнований) этап «Проектная деятельность». Во второй день Чемпионата они защищали заранее подготовленные проекты по следующим предложенным темам:

- Геология среди школьников – как вызвать интерес к отрасли?
- Решение кадровых проблем в геологической отрасли.
- Популяризация геологии в обществе: информационный проект.
- Социальный геологический проект.
- Инновационные российские технологии и IT-решения в геологической отрасли.

Подведение итогов I Международного геологического чемпионата «ГеоВызов» состоялось 22 сентября 2023 г. на церемонии закрытия в парке «Патриот», где выступил советник руководителя Роснедр Дмитрий Олейник. Он поблагодарил Правительство Республики Башкортостан за поддержку Чемпионата и проведение его на самом высоком уровне, а также обратился к участникам с приветственным словом: «Вы прошли 12 очень непростых испытаний, которые требовали от вас исключительных геологических знаний. Я уверен, что этот уникальный опыт станет новым шагом на пути к вашему становлению в профессии и в будущем году вы покажете ещё более высокие результаты. Сегодня перед нами стоят новые вызовы, я думаю, что сплочённая и командная работа сделает все результаты достижимыми! В нашей отрасли, как ни в одной другой, отрицательный результат – это тоже результат. Как сказал один мудрый человек: “Главное – не победа, а участие”. Ждём всех вас в следующем году на нашем II Международном геологическом чемпионате».

Среди почётных гостей церемонии закрытия I Международного геологического чемпионата «ГеоВызов» также присутствовали: заместитель Премьер-министра Правительства – руководитель Аппарата Правительства Республики Башкортостан Азамат Фаритович Абдрахманов, министр природопользования и экологии Республики Башкортостан Нияз Мансурович Фазылов, его первый заместитель Данил Ринатович Шарафутдинов, заместитель министра образования и науки Республики Инесса Васильевна Косолапова, а также депутат Госдумы России Зариф Закирович Байгускаров.

По итогам «ГеоВызова», обладателем Гран-при стала команда «Геоюниверс» (Санкт-Петербургский горный университет).

Первое место разделили команды «Геобарсы» (Институт геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета) и «Нанесённые ветром» (Уфимский университет науки и технологий).

На втором месте оказалась команда «Разведка молотком» (Уральский государственный горный университет).

Третье место заняла команда «Взрывные самоцветы» (Южно-Уральский госуниверситет).

Победители получили памятные призы от организаторов, а также возможность прохождения стажировок от партнеров Чемпионата – АО «Башнефтегеофизика», АО «Золоторудная компания Павлик», международной золотодобывающей компании «Nordgold».

«ГеоВызов» открыл новые горизонты для молодых специалистов, подарив им знания и возможности для будущих геологических достижений.

II Международный геологический чемпионат «ГеоВызов» запланирован к проведению в 2024 г. Официальный сайт мероприятия: <https://геовывоз.рф/>



Требования к авторам статей

1. Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, надо указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. Научные статьи, поступившие в редакцию, подлежат обязательному рецензированию с целью их экспертной оценки. В случае отклонения статьи (отрицательная рецензия) редакция направляет авторам рецензию или мотивированный отказ за подписью главного редактора; редколлегия не вступает в дискуссию с авторами отклоненных статей; статьи, отклоненные редколлекцией, повторно не рассматриваются.

4. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований.

5. Объем статьи не должен превышать 20 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует выставлять поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. Текст предоставляется в формате MS Word (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: ogeo@tsnigri.ru

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 7) представляются в цветном или черно-белом варианте. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала (170×237 мм). Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw, JPEG, TIFF (только для фото), диаграмма Microsoft Excel. Графика должна быть связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

9. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

10. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.