

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

3/2013

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Б.К.Михайлов

Зам. главного редактора И.Ф.Мигачев
Зам. главного редактора Н.И.Назарова

А.Н.БАРЫШЕВ
Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
А.В.ВОЛКОВ
А.А.ГОЛОВИН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
А.И.ИВАНОВ
М.М.КОНСТАНТИНОВ
С.Г.КРЯЖЕВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА

УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2013

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 22.05.13 г.
Подписано в печать 03.06.13 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 315-43-47
E-mail: rudandmet@yandex.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2013

Прикладная металлогения*Шкодзинский В.С.*

Генезис кимберлитов и алмаза, модель горячей аккреции Земли

5

Юричев А.Н.

Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, северо-запад Восточного Саяна

13

Алексеев Я.В.

Моделирование сбалансированности развития минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых на основе геохимического металлогенического потенциала недр

21

Строение рудных месторождений*Степанов В.А., Бельченко Е.Л., Доброшевский К.Н., Гвоздев В.И.*

Малиновское золоторудное месторождение, Приморский край

26

Бучко Ир.В., Бучко И.В.

Геологическое строение серебро-полиметаллического месторождения Могот, Пристановой пояс

34

Абрамов Б.Н.

Петрохимические и геохимические особенности интрузивных и флюидно-эксплозивных образований золоторудного проявления Куденица-Норина, Восточное Забайкалье

41

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ*Чантурия В.А., Двойченкова Г.П., Ковальчук О.Е., Коваленко Е.Г.*

Изменение технологических свойств алмазов в условиях переработки вторично измененных кимберлитов

48

Дискуссии*Бояджиев С.Д., Матвеев А.А., Милыев С.А.*
Оценки прогнозных ресурсов Pb, Zn, Cu и Au Болгарии по геохимическим данным

55

Applied metallogeny*Shkodzinskiy V.S.*

Genesis of kimberlite and diamond, model of hot accretion of Earth

Yurichev A.N.

Mafic-ultramafic magmatism of the Kansk block and its ore potential, northwest of Eastern Sayan

Alekseev Ya.V.

Modeling of development balance of the mineral resource base of solid minerals on the basis of interior metallogenic potential

Anatomy of ore deposits*Stepanov V.A., Belchenko E.L., Dobroshevsky K.N., Gvozdev V.I.*

Malinovskiy ore gold deposit, Primorskiy kray

Buchko Ir.V., Buchko I.V.

Geological structure of the Mogot silver-polymetallic deposit in the Pristanovy belt

Abramov B.N.

Petrochemical and geochemical particularities of intrusive and fluid-explosive formations from Kudenitsa-Norina gold ore manifestation, East Transbaikal region

Mining and exploration techniques and technologies*Chanturia V.A., Dvoichenkova G.P., Kovalchuk O.E., Kovalenko E.G.*

Extractability of diamonds vs. supergenic alterations of hosting kimberlites

Discussions*Boyadjiev S.D., Matveev A.A., Milyaev S.A.*
Estimate of expected resources Pb, Zn, Cu, Au geochemical data for Bulgaria

Силин И.И.

Количественная оценка прогнозных ресурсов
по результатам геохимического опробования

65

Silin I.I.

Quantitative Estimation of Prognostic Resources
on the Basis of Geochemical Sampling

Новости и информация

News, information

Материалы XXXIV сессии Международного
геологического конгресса

77

Materials of 34th IGC

Поздравляем с юбилеем

Our congratulations

И.Ф.Мигачева

87

I.F.Migachev



ГЕНЕЗИС КИМБЕРЛИТОВ И АЛМАЗА, МОДЕЛЬ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ

В.С.Шкодзинский (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН)

Показано, что причиной разногласий по большинству вопросов генезиса кимберлитов и алмаза является использование ошибочной гипотезы холодной аккреции Земли. Современные данные о горячем ее образовании убедительно объясняют все особенности происхождения, состава и размещения кимберлитов, а также генезис и вариации свойств содержащихся в них алмазов.

Ключевые слова: происхождение кимберлитов, алмаз, магматический океан, мантия, литосфера.

Шкодзинский Владимир Степанович, shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

GENESIS OF KIMBERLITE AND DIAMOND, MODEL OF HOT ACCRETION OF EARTH

V.S.Shkodzinskiy

It was shown that absence of convincing solution of genetic problems of kimberlite and diamond is a result of employment of erroneous hypothesis of cool origin of the Earth. Modern hypothesis of hot origin of the Earth allow to make clear all peculiarity of genesis, composition and placing of kimberlite and diamonds.

Key words: genesis of kimberlite, diamond, magmatic ocean, mantle, lithosphere.

Проблеме происхождения кимберлитов и алмаза посвящены тысячи публикаций, в которых предложены множество гипотез. Тем не менее, в большинстве работ признается, что эта проблема до сих пор не имеет убедительного решения. При этом возрастающая детальность исследований обычно лишь увеличивает число неясных вопросов. С появлением в последние десятилетия веских планетологических и петрологических доказательств горячего образования Земли и фракционирования на ней глобального магматического океана [4, 6, 9] стало очевидным, что такое положение не случайно. Оно обусловлено ошибочностью гипотезы холодного образования Земли, на основе которой до сих пор пытаются решать генетические вопросы петрологии. О горячем формировании Луны и Земли свидетельствуют магматический генезис всех пород Луны, их очень древний возраст (обычно >3,7 млрд. лет), высокодифференцированный состав многих из них, присутствие древней анортозитовой коры мощностью до 100 км, положение точек среднего состава пород земной литосферной мантии платформ вдоль трендов магматического фракционирования, уменьшение средней температуры образования и изотопного возраста ее пород в полном соответствии с этим трендом (рис. 1) и многие другие данные. Не-

доучет самого массового и эффективного процесса дифференциации земного вещества — глобального магматического фракционирования — служит непреодолимым препятствием для выяснения истинной природы большинства глубинных процессов и приводит к выдвиганию многочисленных полуфантастических предположений, не согласующихся с реальными фактами.

К настоящему времени рассчитано множество моделей земного магматического океана. С геологическими данными наиболее хорошо согласуется модель расслоенного по составу магматического океана относительно небольшой (250 км) глубины [4]. По мнению автора, эта модель принципиально по-новому, убедительно и однозначно решает все многочисленные проблемы кимберлитов- и алмазообразования.

Выполненный нами анализ [4, 6] свидетельствует о том, что при формировании Земли после быстрой аккреции железного ядра под влиянием в основном магнитных сил выпадавший силикатный материал плавился в результате импактного тепловыделения и образовывал глобальный океан магмы. Его нижняя часть кристаллизовалась вследствие роста давления новообразованных верхних частей. Осаждавшиеся кристаллы сформировали ультраосновные кумулаты нижней мантии, а

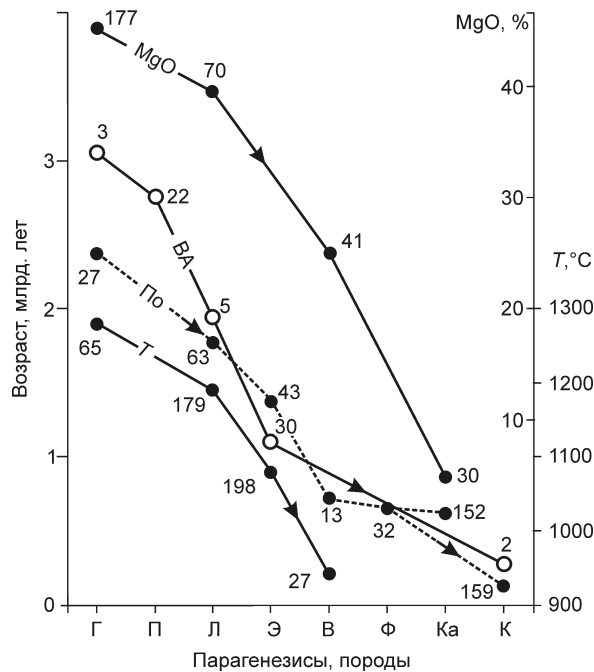


Рис. 1. Средний изотопный возраст в различных породах по линиям [6]:

По — ксенолиты в кимберлитах, ВА — включения в алмазах, T — средняя температура образования при 5 ГПа, MgO — среднее содержание MgO; состав пород и включений в алмазах: Г — гарцбургитовый, П — перидотитовый нерасчлененный, Л — лерцолитовый, Э — эклогитовый, В — верлитовый и вебстеритовый; Ф — флогопитсодержащие породы; Ка — карбонатиты; К — кимберлиты; здесь и далее цифры возле точек — число использованных определений

всплывавшие остаточные расплавы после завершения процессов аккреции — расслоенный по составу постааккреционный магматический океан.

Возникавшие остаточные расплавы с увеличением глубины океана, придонного давления в нем и с уменьшением степени компрессионной кристаллизации по мере аккреции эволюционировали по составу от кислых до основных толеитовых, затем пикритовых и перидотитовых. Кристаллизация и фракционирование расслоенного постааккреционного океана сверху вниз привели к образованию: эндербитов, серых гнейсов и докембрийских гранитоидов кристаллической коры древних платформ из верхнего кислого по составу слоя; в основном протерозойских рапакиви, анортозитов и сиенитов — из основного; преимущественно фанерозойских лампроитов, карбонатитов и кимберлитов — из пикритового и перидотитового (рис. 2). Это объясняет происхождение кристаллической коры и литосферы древних платформ кислого состава, а также состав и эволюцию их магматизма.

Судя по экспериментальным данным [8], фракционирование пикритового и перидотитового слоев при величине молекулярного отношения $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ в магме $<0,6$ в условиях высокого давления приводило к образованию лампроитовых и других щелочных магм. При большей его величине остаточные расплавы эволюционировали в сторону карбонатитов. При давлении примерно $<2,5$ ГПа богатый карбонатами расплав распадался на карбонатитовый и силикатный [1] и формировал карбонатиты. При большем давлении он был устойчив, приобретал кимберлитовый состав, и при его подъеме возникали разнообразные кимберлиты. Такое происхождение кимберлитов объясняет присутствие в большинстве из них карбонатитового тренда фракционирования [3] и изменения состава глубинных минералов в этих породах по законам магматической дифференциации. При фракционировании происходило накопление расплавофильных химических компонентов в остаточном расплаве. Становится понятным большое содержание в кимберлитах углекислоты, воды, легких редких земель, извести и некоторых других компонентов. В связи с этим исчезает необходимость предполагать существование нереального с физико-химической точки зрения метасоматического привноса этих компонентов при образовании кимберлитовых магм. Мантийные породы, судя по мантийным ксенолитам, очень бедны данными компонентами. Поэтому в них нет источников метасоматизирующих флюидов. В них вследствие боль-

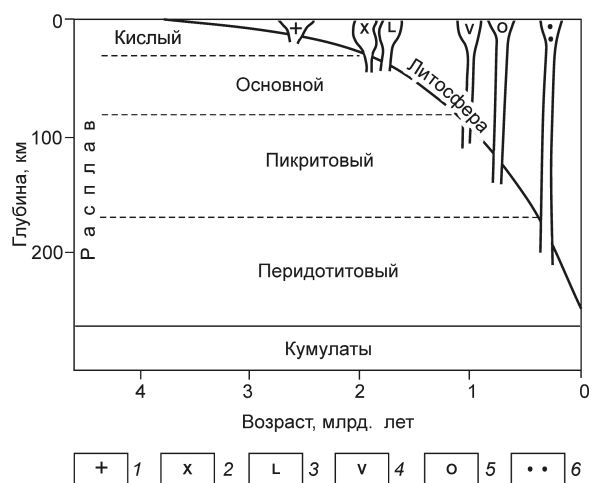


Рис. 2. Схема кристаллизации постааккреционного расслоенного магматического океана и эволюции магматизма на континентах:

состав формировавшихся магм: 1 — кислый, 2 — субщелочной, 3 — анортозитовый, 4 — щелочно-ультраосновной, 5 — лампроитовый, 6 — кимберлитовый

шого давления отсутствуют открытые поры и трещины, необходимые для движения флюидов, даже если бы они появились из неведомых источников.

Иногда предполагаемая возможность отделения флюидов из поднимающихся плюмов не согласуется с высокой растворимостью летучих компонентов в расплавах (десятки процентов) при высоком давлении и низком содержанием их в базальтовых магмах (<1–2%), зарождающихся в плюмах. Поэтому газовая фаза в магмах с формированием пузыристых базальтов появляется только на приповерхностных стадиях их подъема. Базальты, изливающиеся на дне океанов, не содержат пузыристых разностей, поскольку затвердевают при повышенном давлении, создаваемом толщей воды. По этой причине в плюмах всегда отсутствует флюидная фаза и, следовательно, не могут зарождаться ее потоки. Значительные содержания расплавофильных химических компонентов в так называемых фертильных перидотитах из мантийных ксенолитов обусловлены их образованием из более поздних остаточных расплавов кристаллизовавшихся перидотитовых магм, что согласуется с пониженным в среднем изотопным возрастом таких перидотитов по сравнению с нефертильными. Они не указывают на существование процессов метасоматического обогащения пород мантии, как обычно предполагается.

В случае существования магматического океана докембрийская кристаллическая кора древних платформ и кимберлитовые остаточные расплавы перидотитового слоя образовались при одном и том же процессе фракционирования различных частей этого океана. Там, где древняя кристаллическая кора была раздвинута или сильно изменена под влиянием поздних геологических процессов, в общем случае должны были разрушиться и продукты фракционирования нижнего перидотитового слоя. Это впервые полностью объясняет природу загадочного правила Клиффорда — присутствие алмазонасных кимберлитов только в тех участках платформ, где сохранилась древняя кристаллическая кора. По этой причине кимберлиты отсутствуют в океанах, несмотря на подъем здесь многочисленных плюмов, которые по распространенным гипотезам, казалось бы, благоприятны для зарождения кимберлитовых магм.

В расслоенном по составу постааккреционном магматическом океане плотность сильно возрастала с глубиной (от 2,3 до 2,8 г/см³). Поэтому при остывании в нем не возникала единая, от поверхности до подошвы, конвекция. Он остывал и фракционировал сверху вниз очень медленно в результате главным образом кондуктивных теплопотерь. Это объясняет образование кимберлитов и карбона-

титов преимущественно на поздней стадии эволюции Земли и возрастание их количества в течение фанерозоя примерно в геометрической прогрессии [4, 6].

Учитывая сказанное, автор полагает, что в основании мантийной литосферы древних платформ до сих пор продолжают процессы кристаллизации и фракционирования последних остатков перидотитового слоя магматического океана, поскольку температура этих частей все еще выше солидуса кимберлитов и карбонатитов (600–700°C при 5–7 ГПа). Среди твердых ультраосновных кумулатов здесь находятся приближающиеся по составу к кимберлитам участки, в которых присутствует порядка 5–10% интерстиционного близкого к карбонатитам остаточного расплава. Последний, судя по составу, обнаружен во включениях в самых поздних фибриллярных алмазах. Участки мантии с интерстиционным остаточным расплавом имели пониженную прочность и повышенную пластичность. Поэтому при тектонических деформациях литосферной мантии, связанных с конвекцией в астеносфере, они выжимались в зоны растяжения и пониженного давления подобно тому, как выжимается содержимое пирога с вареньем при его деформации и разламывании.

Твердые фазы интенсивно плавилась под влиянием декомпрессии и фракционного тепловыделения, и формировались кимберлитовые магмы. Выполненные расчеты эволюции магм при подъеме [4] и наблюдающееся снижение содержания легких редких земель в кимберлитах по сравнению с расплавленными включениями в фибриллярных алмазах [10] свидетельствуют о том, что содержание расплава при подъеме могло увеличиваться в 8–12 раз. Очевидно, что количественные соотношения плавившихся различных минералов в разных частях поднимающихся колонн могли сильно варьировать. Это объясняет характерную для кимберлитовых трубок большую химическую и минералогическую неоднородность и присутствие в них как богатых карбонатами участков, образовавшихся преимущественно из остаточного расплава, так и бедных ими.

Следовательно, для формирования кимберлитовых магм нет необходимости предполагать существование нереальных процессов отделения выпловок из слабо подплавленных (на 0,1–0,4%) мантийных перидотитов. Вязкость таких пород (10^{19} – 10^{24} кг·м⁻¹·сек⁻¹) в миллиарды раз выше вязкости железа (около 10^{10} кг·м⁻¹·сек⁻¹) [2], т.е. они имеют огромную прочность. Поэтому за всю историю Земли выплавки в них могли всплыть лишь на доли миллиметра и не могли привести к образованию магм [4]. Кроме того, в мантийных ксенолитах

известны многочисленные признаки остывания мантии (замещение высокотемпературных минералов низкотемпературными) и обычно отсутствуют признаки ее разогрева и плавления.

Наиболее мощные процессы тектонических деформаций на платформах происходили при образовании рифтов и трапповых синеклиз под влиянием подъема мантийных плюмов. Это объясняет пространственную связь кимберлитов и карбонатов на платформах с этими структурами и траппами.

Во всех древних платформах литосфера сложена продуктами фракционирования постагрегационного магматического океана, поэтому в основании ее присутствуют остаточные кимберлитовые расплавы. Это — причина очень широкого распространения кимберлитов, обнаруженных в настоящее время на всех платформах. С увеличением детальности геологических исследований открываются все новые кимберлитовые поля. На присутствии кимберлитов перспективны все участки древних платформ, не переработанные поздними геологическими процессами. Однако развитие мощного осадочного чехла может сильно затруднять их обнаружение.

Суммарная мощность пикритового и перидотитового слоев постагрегационного магматического океана, при фракционировании которого возникали остаточные кимберлитовые расплавы, составляла ~170 км (в интервале глубин 70–240 км) [6]. Кимберлитовые магмы могли зарождаться в разнообразных по давлению условиях, как в алмазоносных, так и неалмазоносных частях мантийной литосферы платформ. Очевидно, что разноглубинные кимберлитовые магмы могли выжиматься по одним и тем же возникавшим зонам растяжения. Это объясняет широко распространенное совмещение алмазоносных и неалмазоносных кимберлитов в одних и тех же кимберлитовых полях и относительно редкую встречаемость промышленно алмазоносных трубок.

Всплывали и выжимались значительно остывшие участки мантийных пород с низкотемпературными остаточными расплавами, из-за чего и формировавшиеся кимберлитовые магмы были относительно низкотемпературными. На заключительных стадиях подъема вследствие выделения из них летучих компонентов при снижении давления происходили декомпрессионное затвердевание верхних частей магматических колонн и их взрывная дезинтеграция под влиянием законсервированного при затвердевании высокого внутреннего давления газовой фазы [4, 6]. Это объясняет залегание кимберлитов преимущественно в виде трубок взрыва. Огромное содержание в остаточных ким-

берлитовых расплавах углекислоты и воды (десятки процентов), накопившихся в них при фракционировании, привело к развитию интенсивных процессов карбонатизации и серпентинизации в большинстве кимберлитовых трубок.

Судя по содержанию в кимберлитах многих сотен хондритовых норм расплавофильных элементов, объем остаточного кимберлитового расплава составлял лишь десятые–сотые доли процента от исходного объема перидотитового слоя магматического океана. Это обусловило относительно небольшой объем (десятые–сотые доли кубического километра) отдельных кимберлитовых тел, внедрившихся в земную кору. Этим кимберлиты сильно отличаются от других магматических пород, тела которых могут иметь объем до многих сотен тысяч кубических километров.

Обычно предполагается, что алмазы образовывались в твердой мантии в архее при глобальном метасоматозе и случайно захватывались кимберлитовыми магмами, проходящими через алмазоносные породы. Этому предположению, однако, противоречат закономерные корреляции морфологии и состава алмазов с составом вмещающих кимберлитов, присутствие в них расплавных включений, часто близкий к кимберлитовым трубкам возраст включений и многие другие данные [6].

Приняв положение о кристаллизации алмазов при фракционировании перидотитового слоя магматического океана, становится логичной их парагенетическая связь с кимберлитами. Находят объяснение, казалось бы, несовместимые их особенности — корреляция морфологии, содержания, крупности и примесного состава алмазов с составом кимберлитов, часто более древний их возраст по сравнению с трубками. Они, как и другие глубинные минералы кимберлитов, являются не аллоксенокристаллами, а автоксенокристаллами [6]. То есть алмазы не случайно захватывались кимберлитовыми магмами, а возникли на ранних стадиях образования этих магм. По генезису они подобны глубинным вкрапленным базальтовым магмам, но формировались не при их глубинном остывании, а при остывании и кристаллизации перидотитового слоя магматического океана, родоначального для кимберлитовых магм.

Имеется обширная литература, посвященная предполагаемым реакциям образования алмазов в результате взаимодействия метасоматического флюида с твердыми фазами мантии. С позиций модели магматического океана этих реакций не существует, подобно тому, как не существует реакций образования большинства высокотемпературных породообразующих минералов в кристаллизую-

щихся магмах. Алмазы формировались из растворенного в расплавах углерода, поскольку концентрация его увеличивалась по мере уменьшения количества остаточного расплава. Незначительные растворимость и содержание в расплавах свободного углерода объясняют крайне малое количество алмазов даже в самых богатых кимберлитах (до 1–2 г/т). Между тем, в случае широко предполагаемого привноса углеродсодержащих флюидов алмазы должны были бы формировать жилы в мантии и содержания их в кимберлитах могли бы иногда достигать по крайней мере первых процентов.

Еще раз повторим, что свойства алмазов определялись не составом метасоматического флюида, а особенностями остаточного расплава в результате его фракционирования. При этом возникает зависимость кристалломорфологии и других свойств алмазов от состава кимберлитов. Наиболее сильное влияние на морфологию оказывала вязкость остаточных расплавов, в которых они кристаллизовались. Накопление кремнекислоты в остаточных расплавах на главных стадиях фракционирования перидотитового слоя магматического океана приводило к сильному увеличению их вязкости. Одновременно с этим снижалась скорость диффузии углерода, возрастала степень пересыщения им расплавов и эволюционировала кристалломорфология образующихся алмазов в последовательности октаэдр→ромбодекаэдр→кубы. Высокая скорость диффузии углерода во флюиде, появившемся на поздней стадии фракционирования, приводила к быстрой кристаллизации алмазных агрегатов [6].

По мере возрастания вязкости остаточных расплавов и уменьшения скорости диффузии углерода в них слои роста на наиболее крупных кристаллах переставали дорастать до краев граней. Так возникали выпуклогранные кристаллы, называемые обычно округлыми алмазами. Дискуссия о происхождении таких алмазов продолжается уже более столетия. Их формирование чаще всего связывают с процессами растворения. Однако присутствие в некоторых из них округлых внутренних зон, повышенное содержание округлых алмазов в богатых кремнекислотой кимберлитах, их больший в среднем размер по сравнению с плоскогранными кристаллами в кимберлитовых трубках и россыпях однозначно подтверждают представления о ростовом генезисе таких алмазов [7]. Судя по массовому замещению высокотемпературных минералов низкотемпературными в мантийных ксенолитах и обычно отсутствию в них противоположных явлений, мантия постепенно остывает, что расширяет поле устойчивости алмазов и препятствует его растворению. Изредка наблюдающиеся на алмазах ямки и

каналы травления чаще всего, по-видимому, связаны с воздействием газовой фазы, выделявшейся на малоглубинной стадии подъема кимберлитовых магм. Большая скорость диффузии химических компонентов в газах вызывала интенсивное растворение алмазов на контакте с газовыми пузырьками при низком давлении в области неустойчивости этого минерала.

Рассмотренная последовательность кристаллизации подтверждается уменьшением в среднем изотопного возраста включений в алмазах разной морфологии (см. рис. 1), объясняет разнообразие алмазов даже в одной и той же трубке, а также главные особенности эволюции морфологии зон роста в кристаллах. В то же время, в богатых углекислотой кимберлитах иногда содержится позднее поколение мелких октаэдрических кристаллов с кубическими и ромбодекаэдрическими внутренними зонами в них. Это, вероятно, частично обусловлено сменой состава некоторых самых поздних остаточных расплавов на карбонатитовый. Такой расплав приобретал пониженную вязкость, что вновь приводило к кристаллизации октаэдрических кристаллов. Другой причиной могут быть процессы локальной конвекции и гравитационной дифференциации в кристаллизовавшемся магматическом океане. Они приводили к опусканию возникших кубов и ромбодекаэдров в нижние более высокотемпературные и мафические менее дифференцированные его части, где на эти кристаллы нарастали октаэдрические зоны. Очень длительное образование алмазов во фракционировавшем перидотитовом слое магматического океана (до 2 млрд. лет) объясняет присутствие в кимберлитах иногда особо крупных алмазов-гигантов.

Эклогиты в литосфере древних платформ, судя по расположению точек их состава на единых с другими мантийными породами трендах фракционирования и резкому отличию их состава от океанических базитов, образовались на средних стадиях фракционирования перидотитового слоя магматического океана [6]. Это подтверждается постоянным присутствием ксенолитов эклогитов в кимберлитах и включений эклогитового состава в алмазах, а также сонахождением иногда эклогитовых и перидотитовых включений в одном и том же кристалле алмаза.

Азот, как и все другие летучие компоненты, интенсивно накапливался в остаточных расплавах и в кристаллизовавшихся в них алмазах. С этим связаны значительное возрастание средних содержаний азота в алмазах от ранних к поздним (рис. 3), а также большие вариации его содержания в этом минерале [5].

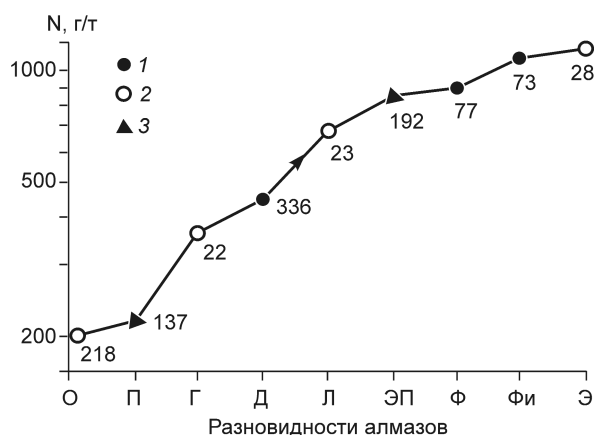


Рис. 3. Среднее общее содержание азота в разновидностях алмаза [5]:

1 — морфологических (О — октаэдрах, Д — додекаэдроидрах, Ф — фраземите, Фи — фибрилярных кубоидах), 2 — из мантийных ксенолитов разного состава (Г — гарцбургитовых, Л — лерцолитовых, Э — эклогитовых), 3 — с различным парагенезисом включений (П — перидотитовым, ЭП — эклогитовым)

Легкие редкие земли содержатся в кимберлитах в десятки–сотни раз больших количествах, чем тяжелые. Это, по-видимому, вызвано большим накоплением в остаточных расплавах легкого изотопа углерода по сравнению с тяжелым. Данное предположение базируется на возрастании в среднем доли легкого углерода в поздних алмазах (рис. 4). С его помощью объяснимы большие вариации изотопных отношений в этом минерале даже в одной и той же кимберлитовой трубке. Иногда относительно небольшое уменьшение содержания азота и легкого углерода к краям кристаллов, возможно, связано с гравитационным их перемещением в менее дифференцированные остаточные расплавы.

Высокая температура сокращает поле устойчивости алмаза. По этой причине на самой ранней стадии кристаллизации перидотитового слоя был устойчив графит, а не алмаз. Это объясняет присутствие графита в центрах роста некоторых кристаллов алмаза и обычно отсутствие в кимберлитах алмазов древнее 3,5 млрд. лет, хотя Земля имеет возраст ~4,65 млрд. лет.

Таким образом, учет существования процессов глобального магматического фракционирования позволяет с единых позиций убедительно и просто, без предположения нереальных процессов решить все многочисленные генетические проблемы кимберлитов и алмаза. Впервые возникает возможность разработать детальную количественную теорию глубинных геологических процессов и преодо-

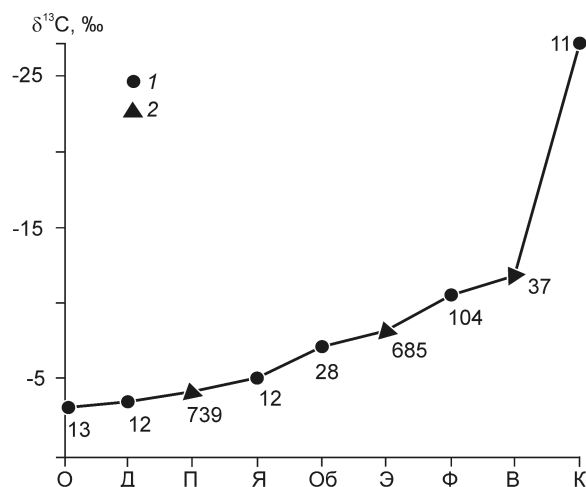


Рис. 4. Средний изотопный состав углерода в разновидностях алмаза [6]:

1 — морфологических (О — октаэдрах, Д — додекаэдроидрах, Я — кубических в ядре, Об — то же, в оболочке, Ф — фраземитах, К — карбонадо), 2 — с различными парагенезисами включений (П — перидотитовым, Э — эклогитовым, В — вебстеритовым)

леть неопределенность и гипотетичность представлений о них. Разработка такой теории имеет большое научное и практическое значение. Поэтому приходится сожалеть, что концепция глобального магматического фракционирования игнорируется уже в течение нескольких десятилетий, несмотря на неопровержимые доказательства ее справедливости. А в многочисленных публикациях до сих пор упорно повторяются одни и те же безнадежно устаревшие предположения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сурков Н.В., Зинчук Н.Н. Устойчивость глубинных парагенезисов, процессы магмообразования и происхождение кимберлитов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути ее решения. Воронеж, 2001. С. 101–128.
2. Таблицы физических величин. Справочник / В.Г.Аверин, Б.А.Аронзон, Н.С.Бабаев и др. — М.: Атомиздат, 1976.
3. Шкодзинский В.С. Магматические серии кимберлитов и их алмазноносность // Наука и образование. 2008. № 4. С. 5–9.
4. Шкодзинский В.С. Генезис кимберлитов и алмаза. — Якутск: ОАО «Медиа-холдинг Якутия», 2009.
5. Шкодзинский В.С. Природа различного содержания азота в алмазах // Записки Российского минералогического общества. 2011. Ч. CXL. № 6. С. 113–118.
6. Шкодзинский В.С. Происхождение мантии, магм, кимберлитов и алмаза. — Saarbrücken: Palmarium academic publishing, 2012.

7. Шкодзинский В.С. Ростовой генезис округлых кристаллов алмаза // Наука и образование. 2012. № 2. С. 7–10.
8. Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H₂O, CO₂ and H₂ // Petrol. 1975. Vol. 16. N 3. P. 520–548.
9. Snyder G.A., Borg L.E., Nyquist L.E., Taylor L.A. Chronology and isotopic constrains on Lunar evolution // The origin of the Earth and Moon. Univ. of Ariz. Press, 2000. P. 361–395.
10. Weiss Y., Griffin W.L., Bell D.R., Navon O. High-Mg carbonatitic HDFs, kimberlites and the SCLM // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore. 2012. 101KC-87.

552.321.5/.6:553.08

© А.Н.Юричев, 2013

МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КАНСКОЙ ГЛЫБЫ И ЕГО РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ, СЕВЕРО-ЗАПАД ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.Н.Юричев (Томский государственный университет)

Рассмотрены различные формационные типы мафит-ультрамафитовых массивов Канской глыбы северо-западной части Восточного Саяна, которые объединены в четыре комплекса: кингашский, идарский, талажинский и кулибинский. Рассматривается их минерогенетическая специализация и оценивается перспективность на промышленные концентрации Cu, Ni, ЭПГ, Au, Ag и Cr.

Ключевые слова: ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые комплексы, Pt-Cu-Ni оруденение, потенциальная рудоносность, рудные минералы.

Юричев Алексей Николаевич, juratur@sibmail.com

MAFIC-ULTRAMAFIC MAGMATISM OF THE KANSK BLOCK AND ITS ORE POTENTIAL, NORTHWEST OF EASTERN SAYAN

A.N.Yurichev

The different formational types of mafic-ultramafic massifs of the Kansk block located in northwestern part of Eastern Sayan, that combined in four complexes: kingashsky, idarsky, talzhinsky and kulibinsky, are shown in paper. Discusses their mineragenic specialization and assessment of the prospects of detect in them industrial concentrations of Cu, Ni, PGE, Au, Ag, and Cr.

Key words: ultramafic and mafic-ultramafic complexes, Pt-Cu-Ni mineralization, potentially ore-bearing, ore minerals.

В северо-западной части Восточного Саяна выходы пород раннего докембрия известны в пределах Бирюсинского и Канского выступов фундамента Сибирской платформы, а также в Дербинском антиклинории Восточно-Саянской складчатой системы. Исследование этих структур показало, что Канская глыба по внутреннему строению, набору и составу геологических формаций, характеру магматизма и особенностям металлогении весьма сходна с типичными раннедокембрийскими зеленокаменными поясами древних кратонов [13]. Размеры глыбы примерно 200×(15–50) км. В ее строении участвуют метаморфизованные преимущественно вулканогенные троговые комплексы, включающие протрузии и интрузии ультрамафит-мафитового состава, мигматит-гнейсовые купола и гранодиорит-плагиигранитные массивы, а также гнейсы и гранитоиды основания (рис. 1).

При геолого-съёмочных, прогнозно-металлогенетических и тематических работах на территории Канской глыбы среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ были выявлены многочисленные ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые тела, в которых отмечалась рудная минерализация меди, никеля и благородных металлов [2, 12, 15]. Они отнесены к четырем формационным типам и объединены в четыре комплекса: реститовый — идарский дунит-гарцбургитовый и магматические — кингашский дунит-верлит-пикритовый, талажинский плагидунит-троктолит-габбро-анортозитовый, кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый (см. рис. 1). Структурная позиция, генезис, формационная принадлежность и металлогенетическая специализация данных комплексов дискуссионны до настоящего времени.

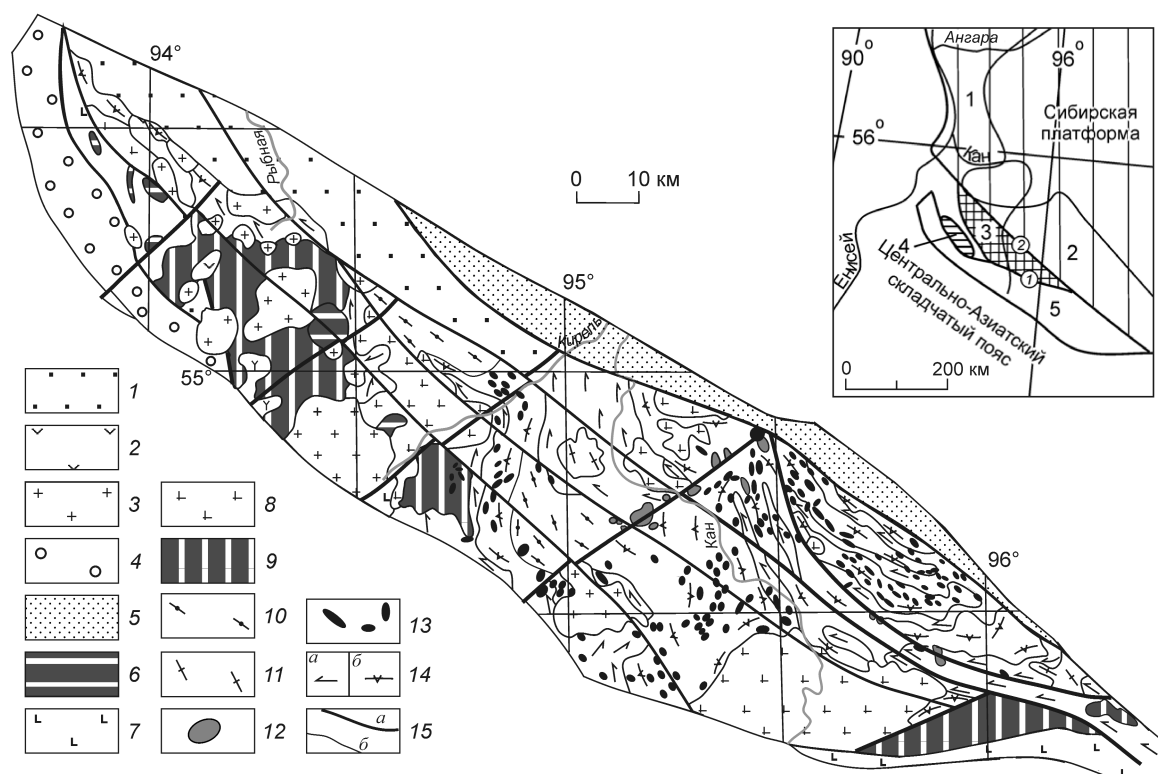


Рис. 1. Стратиграфические и магматические образования Канской глыбы, по [21, 27]:

1 — преимущественно терригенные отложения карымовской, павловской, кунгусской свит, PZ_2 – MZ ; 2 — вулканы, D_1 – O (?); 3 — лейкогранитовая формация: кутурчинский комплекс, O ; 4 — красноцветные терригенные отложения Баджейского прогиба, C – O ; 5 — терригенно-карбонатные отложения, V – C_1 ; 6 — плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый талажинский комплекс, R_{2-3} ; 7 — осадочно-вулканогенные образования кувайской серии, R_{2-3} ; 8 — гранитоидный канский комплекс, R_3 ; 9 — перидотит-пироксенит-габбровая формация: кулибинский комплекс (возможно, полихромный; возможно, включает массивы рудоносного кингашского комплекса), PR_1 – R_2 (?); 10 — амфиболит-гнейсовые толщи анжинского структурно-вещественного комплекса, PR_1 ; 11 — мигматит-плагиогранитный тукшинский комплекс, PR_1 ; 12 — дунит-верлит-пикритовый кингашский комплекс малых расслоенных дифференцированных массивов, PR_1 – R_1 ; 13 — дунит-гарцбургитовый идарский комплекс (штоки, дайки, линзы, силлы) (часть тел практически не изучены, вероятно, могут принадлежать к кингашскому комплексу), PR_1 ; 14 — амфиболитовые (а) и гнейсовые (б) толщи караганского комплекса на Канском выступе, AR_2 (?); 15 — глубинные северо-западные и северо-восточные разломы (а), геологические границы (б); на врезке выступы кристаллического фундамента Сибирской платформы: 1 — Ангаро-Канский, 2 — Присяянский; докембрийские структуры складчатого обрамления: 3 — Канский, 4 — Арзыбейский, 5 — Дербинский блоки; цифры в кружках: 1 — Главный Восточносибирский, 2 — Канско-Агульский разломы

Автором рассматривается рудная минерализация в породах данных мафит-ультрамафитовых комплексов в целях выявления их минерагенической специализации и оценки перспективности на промышленные концентрации Cu , Ni , ЭПГ, Au , Ag и Sr .

Кингашский дунит-верлит-пикритовый комплекс (PR_1 по [18], R_1 по [1]) представлен линзовидными телами обычно северо-западного простирания размером от нескольких десятков метров до 15 км при мощности от первых метров до 100 м и более. Они развиты в составе отложений караганского комплекса. Характерная особенность пород кингашского комплекса — наличие кумулятивных и бластопорфировых структур, свидетельствующих

об их образовании в гипабиссальных и субвулканических условиях [8].

Наиболее представительный объект этого комплекса — Кингашский мафит-ультрамафитовый массив, вмещающий одноименное Pt - Cu - Ni месторождение, изучался многими исследователями [1, 3, 5, 7, 9, 16, 17, 19]. Несмотря на неоднократные изыскания, многие аспекты его генезиса и внутреннего строения остаются дискуссионными. Одни исследователи относят массив к расслоенным интрузиям [3, 17], другие считают субвулканическим телом базальт-коматиитовой формации [5, 19], третьи рассматривают в качестве фрагмента кингашского базальт-коматиитового вулканического комплек-

са [9, 10], четвертые полагают, что по формационным признакам он больше соответствует полигенным комплексам, а не расслоенным интрузиям [1].

Кингашский массив в плане картируется в виде крупной линзы ($3 \times 0,7$ км), вытянутой в северо-западном направлении, и имеет согласное залегание со структурой пород обрамления. Контакты с вмещающей толщей тектонические. Сложен ультрамафитами и габброидами с преобладанием первых. Ультрамафиты обнажаются в его северной части, а в южной они перекрываются габброидами.

По материалам автора, ультрамафитовая часть разреза массива состоит преимущественно из кумулятивных дунитов и их серпентинизированных разновидностей. Верлиты и пикриты распространены ограниченно. Распределяются породы в массиве хаотично без признаков какой-либо стратификации. Можно предположить, что образование ультрамафитового тела в магматической камере происходило в активной тектонической обстановке, когда режим сжатия периодически сменялся растяжением. В моменты растяжения в камеру по образовавшимся в ней ослабленным зонам, по-видимому, пульсационно внедрялись неоднородные по составу ультраосновные расплавы, возникшие в результате магматической дифференциации в глубинных промежуточных магматических очагах. Габброиды, перекрывающие ультрамафиты, вероятно, представляют собой последующую, оторванную по времени, фазу внедрения. При этом наблюдаемые на контакте ультрамафитов и габброидов клинопироксениты, возможно, являются реакционными образованиями [20].

Другие многочисленные массивы ультрамафитов кингашского комплекса также имеют неоднородный петрографический состав. На Верхнекингашском участке они сложены главным образом дунитами, их серпентинизированными разновидностями и близки к ультрамафитам, слагающим Кингашский массив, на Куевском — дунитами, верлитами, их серпентинизированными разновидностями и неоднородными по составу метапикритами, на Кусканакском — различными по составу метапикритами при подчиненной роли серпентинитов. Такое разнообразие состава ультрамафитов кингашского комплекса на исследуемой территории, вероятно, обусловлено различной степенью дифференцированности исходного магматического расплава пикритового состава и глубиной кристаллизации пород [20].

Идарский дунит-гарцбургитовый комплекс (PR₁, по [10]) проявлен на Канской глыбе в виде более чем 350 мелких тел серпентинитов по дунитам и гарцбургитам обычно линзовидной формы. Тела залегают среди отложений караганского комплекса и в основном приурочены к зонам глубинных раз-

ломов [10]. Иногда в них повышено содержание Sr. В большинстве случаев они полностью серпентинизированы до хризотил-антигоритовых серпентинитов. Характерная особенность пород — наличие гранобластных и порфирукластовых структур, свойственных метаморфическим породам [4]. Ультрамафиты идарского комплекса относят к реститовым образованиям, которые, вероятно, были выведены на верхние этажи литосферы по эшелонированному глубинным надвигом, обрамляющим с юго-запада Сибирскую платформу [20].

В результате тектонических процессов ультрамафиты кингашского и идарского комплексов нередко пространственно сближены, а иногда совмещены. Поэтому их геологическая позиция, взаимоотношение с вмещающими породами и фациальная принадлежность часто бывают недостаточно ясными. Так, ряд мелких линзовидных тел, относимых к идарскому комплексу, могут оказаться будинами кингашского комплекса.

Талажинский плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый комплекс (R₂₋₃, по [10]) слагает одноименный расслоенный массив, локализованный в пределах северо-западного окончания Канской глыбы на водоразделе верхнего течения рек Дурья и Тазик. На дневной поверхности массив имеет округлую форму ($6 \times 7,5$ км), а на глубине чашеобразную и прослеживается на 1200–1500 м от поверхности. В разрезе Талажинского плутона реконструированы четыре мегаритма, состоящие из переслаивания снизу вверх плагиодунитов, троктолитов и анортозитов [21, 27]. Мощность прослоев пород в ритмах колеблется от 2 до 70 м. Подошва массива на севере под углом 30–40° падает под массив и контактирует с толщей стратифицированных амфиболитов, кальцифиров и мраморов.

По площади (>40 км²), составу (плагиодуниты, троктолиты, оливковые габбро и анортозиты), характеру ритмичности (четыре горизонта мощностью 180–400 м и пачки по 20–26 м), а также другим признакам массив не имеет аналогов в пределах Канской глыбы. Вероятно, он относится к рифейской дунит-троктолит-габбровой формации, аналогичной таковой на южной окраине Сибирской платформы во множестве плохо изученных массивов, некоторые из которых известны сульфидной Ni рудоносностью [6, 11].

Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс (PR₁, по [10]) в виде дифференцированных массивов и тел площадью до 5,5 км² локализован в долинах рек Кулиба, Кулижа, Малый Агул, Кунгусс и на водораздельных хребтах между ними [15]. Залегает в окружении интенсивно

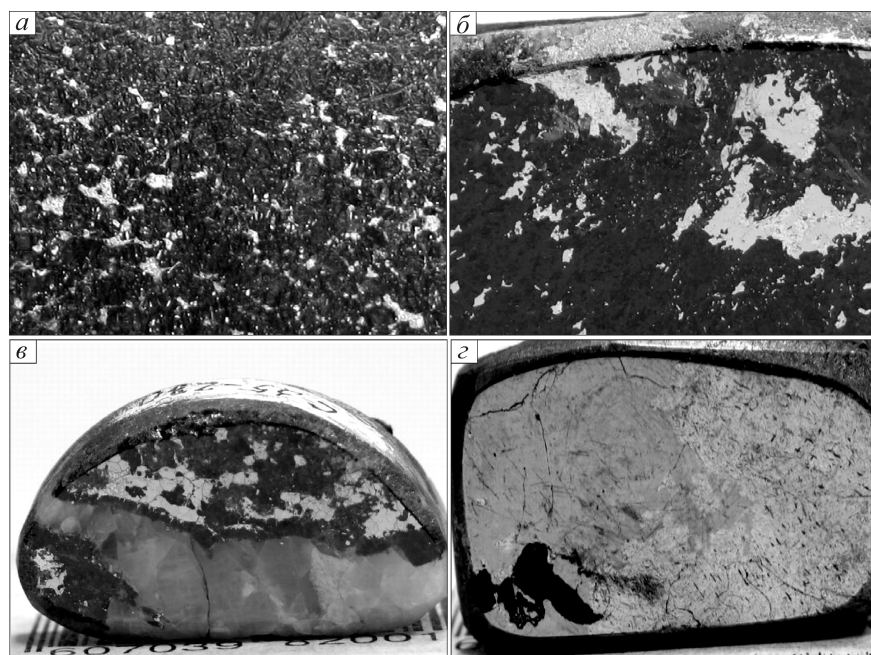


Рис. 2. Руды кингашского комплекса, по [7]:

a — интерстиционно-вкрапленные пентландит-пирротиновые руды; *b* — гнездово-вкрапленные халькопирит-пентландит-пирротиновые руды; *v* — прожилково-вкрапленная халькопирит-пентландит-пирротиновая минерализация в подрудной толще; *z* — массивные (флюидально-полосчатые) пентландит-пирротиновые руды

дислоцированных позднеархейских (?) – раннепротерозойских амфиболито-гнейсовых пород караганского комплекса (амфиболиты, плагиоклаз-амфиболитовые сланцы, биотитовые и двуслюдяные гнейсы с прослоями мраморов и кварцитов). На современном денудационном срезе имеет преимущественно габброидный состав (роговообманковые габбро, габбро-нориты, нориты, габбро-порфириды) при подчиненной роли ультрамафитов (лерцолиты, верлиты, роговообманковые вебстериты, клинопироксениты, горнблендиты) [21, 24, 27]. Аэромагнитные аномалии на исследуемой территории (по данным А.Н.Смагина, А.В.Ренжина, 2006 г.) указывают на наличие значительных по объему пластин перидотитов в основании массивов комплекса и их практически полную сохранность в условиях слабого современного эрозионного среза.

В настоящее время наибольший практический интерес представляют ультрамафиты кингашского комплекса, слагающие тела субвулканической фации, с которыми связаны крупные Pt-Cu-Ni Кингашское и Верхнекингашское месторождения и ряд рудопоявлений [3, 7, 17]. Установлено, что промышленные пирротин-пентландитовые руды с минералами ЭПГ обособляются в интерстициях глав-

ным образом кумулятивных дунитов и их серпентинизированных разновидностей [20]. Руды преимущественно вкрапленные (интерстиционно-вкрапленные, гнездово-вкрапленные, сидеронитовые, шлирово-вкрапленные), встречаются в разных концентрациях во всех ультрамафитах месторождения. Жильные сульфидные руды (брекчиевидные, массивные и флюидально-полосчатые, прожилковые) распространены в ограниченном объеме (~0,3%), их мощность до 1,5 м (рис. 2).

Главные минералы вкрапленных руд — пирротин, пентландит и халькопирит — находятся в различных соотношениях: от преобладания пирротина до преобладания пентландита (рис. 3, *a-b*). Халькопирит занимает подчиненное положение.

Второстепенные рудные минералы — пирит, сфалерит, галенит, виоларит, кубанит, маккинавит, герсдорфит и др. (табл. 1). Минералы благородных металлов — самородные серебро и золото, электрум, кюстелит, мончеит, майченерит, фрудит, меренскиит, соболевскит, котульскит, эрлихманит, ирарсит, иридарсенит, паоловит, сперрилит, гессит и др. (табл. 2, 3) [7, 17, 22, 23]. Они образуют зерна и их сростки размером до 0,3 мм (преобладают 5–30 мкм). Выявлены сульфиды и сульфидоарсениды, в составе которых присутствуют твердые растворы ЭПГ [7].

В приповерхностных зонах месторождений развиты зона окисления и кора выветривания. Окисленные руды сложены гидроксидами железа (гетит, гидрогетит), марказитом, гематитом, виоларитом, реже встречаются борнит, ковеллин, халькозин, самородная медь. Силикатный тип руд приурочен к коре выветривания линейного типа. В ее пределах выявлены повышенные содержания силикатов никеля, отмечены вольфрамит, касситерит и минералы благородных металлов — сплавы золота с серебром, аурикуприт, тетрааурикуприт, медистое золото, палладистое золото, амальгама золота и серебра, стибнопалладинит, мертиит II и др. [23].

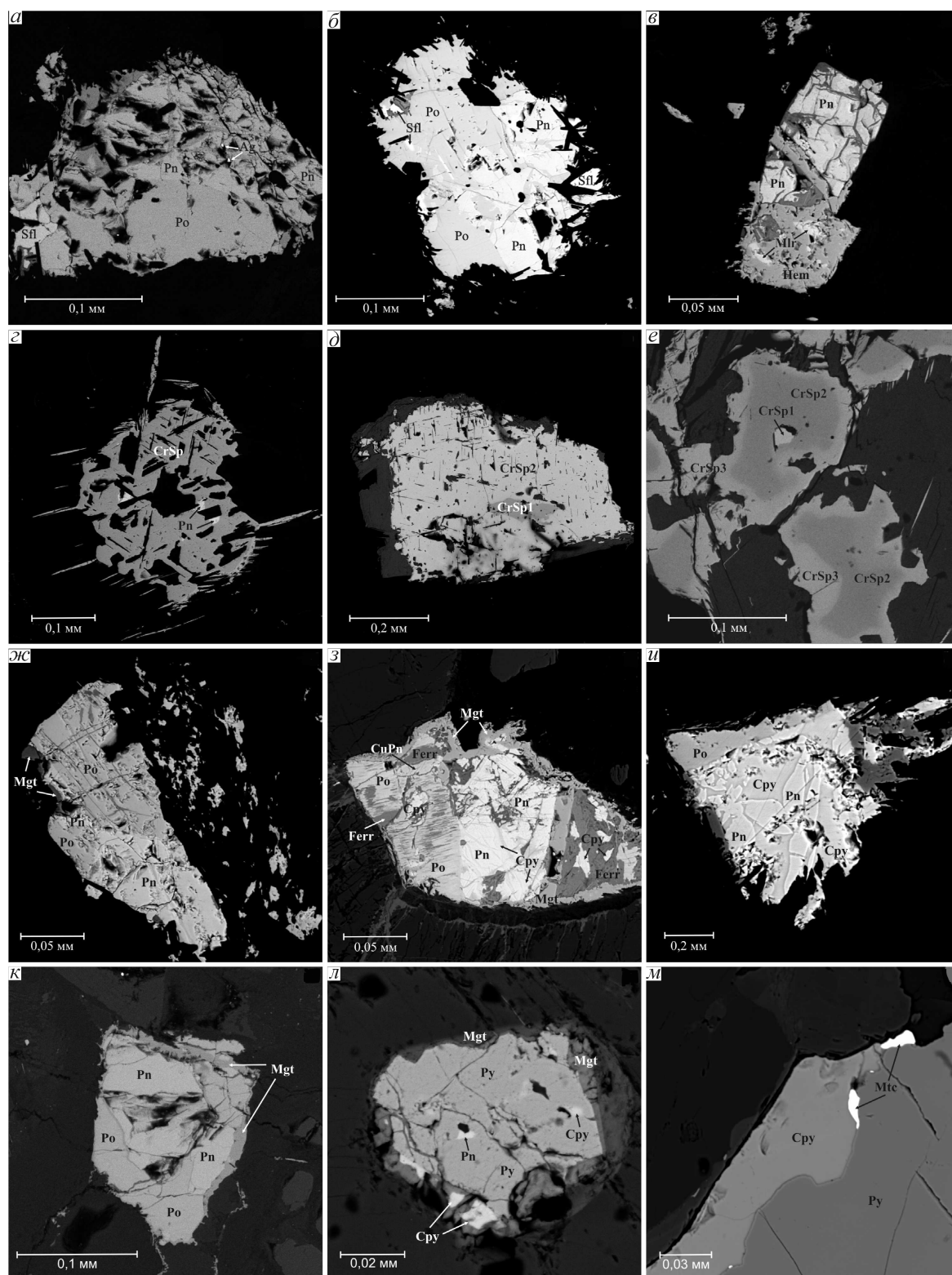


Рис. 3. Рудная минерализация в ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексах Канской глыбы Восточного Саяна:

a–b — кингашском; *в–e* — идарском; *ж–и* — талажинском; *к–м* — кулибинском; минералы: Po — пирротин, Pn — пентландит, CuPn — медистый пентландит, Cpy — халькопирит, Py — пирит, Mlc — миллерит, Sfl — сфалерит, Mtc — мончеит, Ag — самородное серебро, CrSp — хромшпинель, Ferr — природный феррит [21, 27], Hem — гематит, Mgt — магнетит

1. Средние составы сульфидных минералов из ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексов Канской глыбы Восточного Саяна, вес. %

Минералы	Породы	n	Fe	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	S	As	Bi	Sb	Сумма	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
<i>Кингашский дунит-верлит-пикритовый комплекс</i>														
Кингашское и Верхнекингашское месторождения [7]														
Пирротин	Дуниты и серпентиниты	13	61,86	0,03	0,03	0,04			36,94				98,89	
Пентландит		12	36,11	28,93	1,18	0,07			33,36				99,65	
Си-пентландит		4	38,75	16,82	0,14	9,86			33,66				99,23	
Кубанит		2	38,70	0,02	0,02	24,30			35,24				98,28	
Халькопирит		6	29,53	0,47	0,03	34,24			34,85				99,12	
Пирит		1	44,22	0,95	2,57				0,01	49,80				97,55
Сфалерит		2	9,19	0,05	0,03	1,05	0,03	52,68	34,18		0,11			97,35
Галенит		4	0,22			0,12	86,41		13,15					99,89
Маккинавит		7	57,06	4,77	0,47	0,38			36,17					98,85
Герсдорфит		3	5,83	16,04	15,00	0,04	0,01		19,00	46,26	0,09			102,27
Паркерит		2		25,68				2,14		10,07		62,44		100,32
Никелин		2	0,95	43,14	0,64	0,07				0,15	58,00	0,02	0,03	102,99
Брейтгауптит		2	0,01	32,43	0,03				0,04	0,01			66,89	99,40
Кусканакское рудопоявление [7]														
Пирротин	Дуниты и пикриты	4	58,19	1,42	0,03				39,59				99,23	
Пентландит		4	28,35	37,36	1,50				32,12				99,32	
Халькопирит		4	30,67	0,05	0,02	34,03			34,29				99,06	
Герсдорфит		9	4,99	11,30	19,02		0,12		19,19	45,23	0,08		99,93	
Мелкие интрузии северо-западной части Канской глыбы														
Пирротин	Пикриты	8	63,85	0,18	0,35				35,71				99,96	
Со-пентландит		3	37,68	27,31	2,71				32,40				100,10	
Пирит		5	46,23						53,18				99,90	
Со-пирит		1	43,65		2,51				52,84				99,00	
Халькопирит		2	31,98			33,25			34,77				100,00	
Сфалерит		2	5,95	0,19				63,25	30,57				99,95	
Галенит		1	1,78				84,95		13,47				100,20	
Маккинавит		2	57,40	3,22	2,20				36,90				100,04	
<i>Идарский дунит-гарцбургитовый комплекс</i>														
Пентландит	Дуниты	4	32,52	32,07	1,70				33,33				99,63	
Хизлевудит		4	0,69	71,55	0,04				27,62				99,88	
Миллерит		2	1,97	65,76	0,03				31,91				99,67	
<i>Талажинский плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый комплекс</i>														
Пентландит	Плагиодуниты	9	39,80	27,36	1,46				31,30				99,92	
	Троктолиты	10	32,06	31,17	2,49				33,68				99,40	
	Ол-габбро	6	30,91	30,94	4,59				33,12				99,57	
Си-пентландит	Троктолиты	3	32,23	22,53	2,69	7,72			34,53				99,70	
Купропентландит	Ол-габбро	1	28,45	19,65	0,60	16,27			35,04				100,00	
Пирротин	Плагиодуниты	2	63,75		0,41				35,64				99,80	
	Троктолиты	7	60,73	0,20	0,35				38,47				99,76	
	Ол-габбро	6	60,36	0,35	0,34	0,18			38,60				99,84	
Халькопирит	Троктолиты	4	32,32	1,13	0,20	31,48			35,02				100,14	
	Ол-габбро	4	30,34	0,18	0,24	33,91			35,34				100,01	
Ni-халькопирит	Троктолиты	2	33,28	3,61	0,16	29,89			33,06				100,00	
Халькозин	Ол-габбро	2	0,29	0,12		77,67			22,04				100,12	
Сфалерит	Троктолиты	3	6,39	0,73	0,07	1,07		58,62	32,99				99,87	

Минеральный состав руд типичен для медно-никелевых месторождений раннего протерозоя [7] и характеризуется резким преобладанием пирротин-пентландитовых ассоциаций с резко подчиненным количеством халькопирита. Особенности состава сульфидной ассоциации и геохимия платиноидов свидетельствуют о высокой железистости кингаш-

ской рудно-магматической системы, быстром охлаждении и кристаллизации пород из высокотемпературного сульфидного расплава без значительного его фракционирования.

В породах идарского дунит-гарцбургитового комплекса отмечена хромшпинелевая и сульфидная минерализация с резким преобладанием первой (см.

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый комплекс</i>													
Пирротин	Лерцолиты	4	63,85	—	0,42				35,61				99,88
	Верлиты	2	63,05	0,27	0,64				36,18				100,14
Ni-пирротин	Верлиты	2	57,87	3,15	2,77				36,37				100,16
Пентландит	Лерцолиты	4	36,13	29,29	2,68	—	—	—	32,02	—	—	—	100,12
	Верлиты	3	37,76	26,30	3,50				33,18				100,74
Пирит	Габбро	2	28,81	35,22	0,34				35,08				99,45
		5	46,30	0,48	0,27				53,27				100,32
Халькопирит	Габбро	9	31,12	—	0,21	33,37			34,68				99,38

Примечание. Анализы по кингашскому, идарскому и талажинскому комплексам выполнены О.В.Бухаровой на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II LMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave, 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск); по кулибинскому и частично талажинскому комплексам — А.Н.Некрасовым на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II XMU», оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с полупроводниковым Si (Li) детектором INCA x-sight) INCA Energy 450 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave, 700 в ИЭМ РАН (г. Черноголовка); Ол-габбро — оливиновое габбро; *n* — число проанализированных образцов.

рис. 3, в–е). Хромшпинелиды — основные рудные минералы, присутствуют в основной массе породы в виде частой равномерной вкрапленности (до 20%) зерен размером 0,1–0,3 мм (до 1 мм). В мелких массивах в верховьях рек Борынь, Адралка, Малая Кулижа выявлены локальные рудные тела хромитов с вкрапленной и густовкрапленной структурами (рис. 4). Они сложены субизометричными, неправильной формы зернами хромшпинелида размером 1,0–2,5 мм, количество которых составляет до 60–70%. Согласно классификации Н.В.Павлова [14], среди хромшпинелидов выделены субферриаломохромиты, субальюмоферрихромиты, феррихромиты и хроммагнетиты [26] (табл. 4).

2. Средние составы минералов золота и серебра в ультрамафитах Кингашского месторождения, вес. %, по [22, 23]

Минералы	<i>n</i>	Cu	Au	Ag	Hg	Te	Pd	Сумма
Золото	4	—	89,98	8,84	0,96			99,78
Cu-золото	3	7,88	89,31	4,01	0,09	—	—	101,29
Pd-золото	3	—	80,96	16,80	—		1,66	99,41
Электрум	6	0,70	51,05	46,04	0,57	0,04		98,39
Кюстерит	2	0,79	28,37	67,93	0,11	0,06	—	97,24
Аурикуприт	4	45,77	50,16	2,96	—	—		98,89
Гессит	3	—	—	58,62	—	38,60	0,03	97,26

Сульфидная минерализация характеризуется ограниченным распространением. Наблюдаются крайне редкие акцессорные зерна «первично мантийного» пентландита и поздние (эпигенетические) выделения хизлевудита и миллерита (см. табл. 1). В

3. Средние составы минералов ЭПГ в ультрамафитах кингашского комплекса, вес. %, по материалам И.Г.Резникова, Н.А.Третьякова, С.М.Козырева, В.Н.Князева

Минералы	<i>n</i>	Fe	Ni	Pt	Pd	Os	Ir	Rh	Ru	Sb	Bi	Te	Sn	As	S	Сумма
Кингашское и Верхнекингашское месторождения																
Меренскиит-мелонит	19	0,72	8,23		14,17						12,27	64,46				99,86
Майчнерит	6	0,46			23,05					1,17	42,36	32,43				99,46
Соболевскит	3			0,07	37,41	0,27	0,16		0,02	3,83	46,03	12,74		—		100,52
Котульскит	2				36,82	0,18	0,20	—	0,03	0,29	37,91	25,51				100,92
Фрудит	3				1,46	18,91	0,54	1,87		0,08	77,20	0,24				100,29
Мончеит	1				36,60	1,00					16,00	45,60				99,90
Стибиопалладинит	3				0,30	67,95			0,02	29,94				0,86		99,07
Мергиит II	2				0,05	71,53			0,03	26,98				2,79		101,36
Ирарсит	2	7,90	0,85				46,14	3,21	1,57					27,81	13,32	100,79
Эрлихманит	2	3,66	1,46				48,73	—	11,55			0,79		9,14	22,80	98,11
Паоловит	4				62,73	0,13	0,09	—					37,80			100,75
Сперрилит	8				55,24		0,03	1,64	0,78					42,37		100,06
Кусканакское рудопроявление																
Сперрилит	6		0,18	53,15			1,37	0,20	0,12	0,42				44,33		99,76
Майчнерит	4		0,56	0,71	24,19			0,17		2,77	34,18	37,22				99,79
Меренскиит	1		1,53	0,30	25,71			0,10		0,22	16,50	55,92				100,28
Ирарсит	3		2,02	12,49	2,13		41,02	1,40				0,17		32,71	7,57	99,52

4. Средние составы хромшпинелей в породах идарского комплекса, мас. %

Минералы	Породы	<i>n</i>	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO _{tot}	CoO	NiO	ZnO	Сумма
Субферриалюмохромит	Дуниты	13	6,98	20,38	–	0,41	41,34	0,56	28,40	0,28	0,08	0,95	99,38
Субалюмоферрихромит		5	2,90	5,45	0,17	0,41	37,19	0,70	51,60	0,46	0,29	0,34	99,51
Феррихромит	Гарцбургиты	8	1,73	1,36	1,15	0,33	43,02	0,75	50,19	0,39	0,14	0,49	99,55
	Дуниты	3	1,90	–	0,66	0,27	44,31	0,95	51,07	0,33	–	–	99,49
«Поздний» феррихромит	Дуниты	5	2,08	1,66	0,22	0,51	34,22	0,71	59,02	0,46	0,33	0,42	99,63
Хроммагнетит	Гарцбургиты	2	0,82	0,45	1,39	0,69	26,05	0,70	68,43	0,32	0,39	0,37	99,61
	Дуниты	2	1,64	0,74	2,15	0,19	25,03	0,86	68,17	0,28	0,36	0,23	99,65
«Поздний» хроммагнетит	Дуниты	5	0,86	1,20	1,55	0,37	15,65	0,39	79,25	0,39	0,38	–	100,04

Примечание. Химический состав определен А.Н.Некрасовым на электронном сканирующем микроскопе «Tescan Vega II XMU», интегрированном энергодисперсионным INCA Energy 450 и волнодисперсионным INCA Wave 700 спектрометрами, в ИЭМ РАН (г. Черноголовка).

настоящее время автор относит интрузии комплекса к бесперспективным объектам на обнаружение Cu-Ni оруденения.

В Талажинской интрузии (плагидунит-троктолит-габбро-анортозитовый комплекс) нами впервые в главных типах пород (за исключением анортозитов) установлена сульфидная минерализация пирротин-пентландит-халькопиритовой специализации [21, 27]. В плагидунитах это вкрапленные, гнездово-вкрапленные выделения преимущественно железистого пентландита и троилита в виде структур распада твердого раствора, в троктолитах и оливиновых габбро — частая вкрапленность мелких (до 0,2 мм) зерен и сростаний троилита, гексагонального пирротина, пентландита, кобальтистого пентландита (Co до 8 вес. %), медистого пентландита (Cu до 11 вес. %), халькопирита, никелистого халькопирита (Ni до 3,5 вес. %) и сфалерита (см. рис. 3, *ж-и*, табл. 1). Халькопирит распространен незначительно (3–5% от общего объема сульфидов),

обычно образует мелкие включения в зернах пентландита (вероятно, продукт распада твердого раствора) или аллотриоморфные агрегаты (до 0,05 мм), выполняющие зоны трещиноватости в зернах пирротина и пентландита и промежутки между ними. Отмечаются единичные крайне мелкие (до 5 мкм) зерна купропентландита и халькозина.

Минералы благородных металлов представлены самородными серебром (в троктолитах в матрице сульфидов и породообразующих минералов в виде сыпи мелких зерен) и золотом (до 0,36 вес. %, в пентландитах, пирротинах и халькопиритах из троктолитов, очевидно, в рассеянном тонкодисперсном состоянии). В 1986–1989 гг. партией прогноза КТЭ КПО под руководством А.Г.Еханина в аподунитовых серпентинитах с сульфидами выявлены повышенные содержания Pt до 380 мг/т и в плагидунитах — до 108 мг/т.

Перидотитовая серия пород кулибинского перидотит-пироксенит-габбрового комплекса, судя по предварительным исследованиям и литературным данным [2, 10, 21, 25, 27], может оказаться перспективной на поиски месторождений сульфидных Cu-Ni с ЭПГ и малосульфидных ЭПГ руд. Сульфидная минерализация наблюдается преимущественно в верлитах и лерцолитах в виде каплевидных пирротин-пентландитовых выделений (структуры распада твердого расплава)

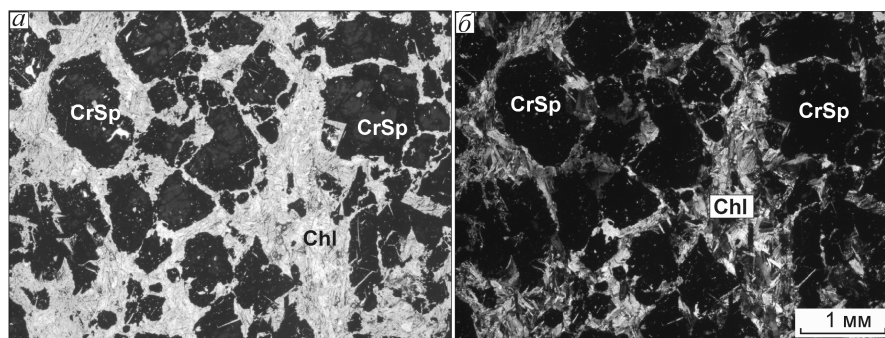


Рис. 4. Хромитит:

a — без анализатора; *b* — с анализатором; минералы: CrSp — хромшпинель, Chl — хлорит

размером до 0,2 мм, приуроченных к интерстициям силикатных минералов (см. табл. 1, рис. 3, *к-м*). Реже отмечаются халькопирит (обрастает зерна пирротина или образует мелкие самостоятельные выделения), пирит (мелкие акцессорные зерна, не имеющие четкой связи с другими сульфидами) и эпигенетические сульфидные минералы — миллерит, аварунит и никелин (мелкие до 0,05 мм единичные зерна в магнетитовой «сыпи»). Химический состав выявленной в лерцолитах и верлитах сульфидной минерализации свидетельствует о высокой железистости рудно-магматической системы и близок к таковому вкрапленной сульфидной минерализации из ультрамафитов кингашского комплекса (см. табл. 1). В перидотитах кулибинского комплекса среди сульфидных зерен встречены самостоятельные мельчайшие зерна мончеита (см. рис. 3, *м*) (Pt ~34–37%, Pd ~4,5–5,5%, Te ~58–60%) (устное сообщение А.С.Мехоношина, ИГХ СО РАН, 2011 г.).

В габброидах кулибинского комплекса нами обнаружены повышенные содержания Au до 188 мг/т [21, 27]. Концентрации Au до 0,4 г/т в подобных породах отмечались в 2006 г. А.Н.Смагиным и А.В. Ренжиным при геолого-поисковых работах в данном регионе. Возможно, перераспределение и сегрегация золота осуществлялись в процессе наложенного кислого метасоматоза, широко распространенного на исследуемой территории.

Последнее десятилетие XX в. и начало XXI в. характеризуются устойчивым спросом и ростом потребления кобальта, никеля и меди. Мировая промышленность испытывает дефицит в этих металлах. Поэтому поиск и освоение новых Cu-Ni-Co-содержащих месторождений актуальны для развития горнодобывающей отрасли. В то же время, добыча платиноидов из медно-никелевых руд значительно повышает их стоимость, что также в интересах горнорудных компаний. Данные предпосылки обусловили в конце XX в. постановку разведочных работ на территории Красноярского края в Восточном Саяне. В настоящее время Кингашское и Верхнекингашское Pt-Cu-Ni месторождения и ряд рудопроявлений кингашского комплекса, пока еще не переведенных в ранг месторождений, по суммарным запасам цветных и благородных металлов и значимости для ресурсно-сырьевой базы РФ могут встать в один ряд с такими районами, как Норильский и Печенгский.

Не менее перспективными на обнаружение Pt-Cu-Ni оруденения в последнее время считаются не так хорошо изученные Талажинский плагиодунит-троктолит-габбро-анортозитовый массив одноименного комплекса и перидотиты из массивов кулибинского комплекса. Заверка и оценка их реальной рудо-

носности возможна путем постановки глубокого бурения.

Ресурсный потенциал Канской глыбы, которая в последующее десятилетие может оформиться как крупный горнодобывающий центр, положительно скажется на экономике юга Красноярского края. Включение в сферу изучения и оценки перспективных на Pt-Cu-Ni оруденение ультрамафитовых и мафит-ультрамафитовых массивов кингашского, талажинского и кулибинского комплексов может существенно пополнить сырьевую базу цветных металлов Восточной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян* / И.Ф.Гертнер, В.В.Врублевский, О.М.Глазунов и др. // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 645–651.
2. *Геология и перспективы сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения восточной части Алтае-Саянской складчатой области* / С.С.Сердюк, В.А.Кириленко, Г.Р.Ломаева и др. – Красноярск: «Город», 2010.
3. *Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г.* Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение. – Иркутск: ИГТУ, 2003.
4. *Гончаренко А.И., Чернышов А.И.* Деформационная структура и петрология нефритоносных гипер-базитов. – Томск: ТГУ, 1990.
5. *Кингашский мафит-ультрамафитовый массив: геологическое положение, внутреннее строение, вещественный состав и петроструктурный анализ ультрамафитов (Восточный Саян)* / А.И.Чернышов, А.Д.Ножкин, С.И.Ступаков и др. // Платина России. Проблемы развития, оценки воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М., 2004. Т. V. С. 152–175.
6. *Кислов В.Е., Конников Э.Г.* Рифейская эпоха платино-медно-никелевого рудообразования // Проблемы геологии и геохимии юга Сибири. Томск, 2000. С. 67–72.
7. *Князев В.Н.* Геология и условия образования благороднометального и медно-никелевого оруденения Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян): Дис... канд. геол-минер. наук. – Красноярск, 2004.
8. *Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита.* – Л.: Наука, 1988.
9. *Корнев Т.Я., Еханин А.Г.* Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997.
10. *Корнев Т.Я., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К.* Зеленокаменные пояса юго-западного обрамления Сибирской платформы и их металлогения. – Красноярск: КНИИГГиМС, 2004.
11. *Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири* / А.П.Кривенко, А.И.Глотов, П.А.Балыкин и др. – Новосибирск: Наука СО, 1990.

12. *Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.* Петролого-геохимические особенности ультрабазитов южного обрамления Сибирского кратона и критерии поисков сульфидно-никелевых руд // Руды и металлы. 2006. № 6. С. 26–30.
13. *Ножкин А.Д.* Раннедокембрийские троговые комплексы юго-западной части Сибирской платформы и их металлогения // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, 1985. С. 34–46.
14. *Павлов Н.В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. ГИН РАН. 1949. Вып. 103.
15. *Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / В.И.Богнибов, А.П.Кривенко, А.Э.Изох и др.* – Новосибирск: НИЦ ОИГГиМ, 1995.
16. *Радомская Т.А., Глазунов О.М.* Редкоэлементный состав пород и руд платиноидно-медно-никелевых месторождений кингашского типа // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Изв. СО секции наук о Земле РАЕН. Иркутск, 2009. С. 37–42.
17. *Радомская Т.А.* Минералогия и геохимия кингашского платиноидно-медно-никелевого месторождения (В. Саян): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 2012.
18. *Схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа.* – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002.
19. *Цылуков М.Ю., Ножкин А.Д., Бобров В.А., Шитицын Ю.Г.* Комагит-базальтовая ассоциация Канского зеленокаменного пояса (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 98–108.
20. *Чернышов А.И., Ножкин А.Д., Мишенина М.А.* Петрохимическая типизация ультрамафитов Канского блока (Восточный Саян) // Геохимия. 2010. № 2. С. 1–25.
21. *Чернышов А.И., Юричев А.Н.* Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. – Томск: ЦНТИ, 2012.
22. *Шведов Г.И., Толстых Н.Д., Некос В.В., Поспелова Л.Н.* Минералы элементов платиновой группы в сульфидных медно-никелевых рудах Кингашского массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 11. С. 1842–1848.
23. *Шведов Г.И., Некос В.В., Третьяков Н.А.* Новые данные о минералогии базит-ультрабазитовых массивов Кингашского рудного района (Восточный Саян) // Платина в геологических формациях Сибири: Общероссийский семинар (тезисы докладов). Красноярск, 2001. С. 134–135.
24. *Юричев А.Н., Чернышов А.И.* Формационная типизация Кунгусского и Кулибинского мафит-ультрамафитовых массивов (СЗ Восточного Саяна) // Вестн. ТГУ. 2009. № 327. С. 244–249.
25. *Юричев А.Н., Чернышов А.И.* Рудная минерализация перидотитов и габброидов кулибинского комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Изв. ТПУ. 2011. Т. 319. № 1. С. 64–70.
26. *Юричев А.Н., Чернышов А.И.* Рудная минерализация идарского дунит-гарцбургитового комплекса (СЗ Восточного Саяна) // Изв. ТПУ. 2012. Т. 321. № 1. С. 69–75.
27. *Юричев А.Н.* Геолого-генетическая модель образования и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 2011.

УДК 553.04+550.42+549.01

© Я.В.Алексеев, 2013

МОДЕЛИРОВАНИЕ СБАЛАНСИРОВАННОСТИ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА НЕДР

Я.В.Алексеев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Рассмотрено влияние геохимического металлогенического потенциала недр на сбалансированность минерально-сырьевых баз твердых полезных ископаемых. На примере ведущих полезных ископаемых сопоставлены валовые и приведенные показатели геохимического потенциала и минерально-сырьевого обеспечения, что позволяет прогнозировать сбалансированность состояния и использования минерально-сырьевых баз.

Ключевые слова: моделирование, полезные ископаемые, химические элементы, запасы, добыча, металлогенический потенциал недр.

Алексеев Ярослав Владимирович, ikksu@mail.ru

MODELING OF DEVELOPMENT BALANCE OF THE MINERAL RESOURCE BASE OF SOLID MINERALS ON THE BASIS OF INTERIOR METALLOGENIC POTENTIAL

Ya.V.Alekseev

The influence of the interior geochemical metallogenic potential to the balance of the mineral resource base of solid minerals is considered. On the example of key mineral resources the gross and normalized indicators of geochemical potential and mineral supply are compared, which permits to forecast the balance of condition and usage of the mineral resource base.

Key words: modeling, mineral resources, chemical elements, proved (demonstrated) reserves, mining, interior metallogenic potential.

Определение понятия «сбалансированное развитие» (sustainable development — *SD*) в экономической, экологической и социальной сферах человеческого общества сформулировано в 1987 г. в докладе ООН «Наше будущее». Глубинная сущность *SD* заключена в провозглашении гарантированного обеспечения потребностей живущего поколения без ущерба для будущих поколений. Одним из ключевых аспектов этой проблемы является устойчивое долгосрочное обеспечение развития глобального сбалансированного минерально-сырьевого потенциала твердых полезных ископаемых и топливно-энергетического сырья.

В начале XXI в. за рубежом был выполнен широкий комплекс исследований по проекту «Горнодобывающая промышленность в сбалансированном развитии», наметивший пути решения проблем долгосрочных сырьевых гарантий стабильности баланса интересов и возможностей воспроизводства и использования полезных ископаемых.

За более чем 100-летний ретроспективный период возросли массы добываемых полезных ископаемых на общем фоне тренда к снижению качества добываемого минерального сырья, опосредованно свидетельствующего об истощении традиционных высокоэффективных типов месторождений с высокими концентрациями в рудах извлекаемых компонентов. Сегодня в переработку поступают значительные объемы минерализованных пород,

ранее считавшихся лишь вмещающими оруденение. Убедительным примером такой тенденции служат золоторудные месторождения, в которых за полвека содержание металла снизилось с 8 до 1 г/т при среднем 1,68 г/т [3]. Очевидно, что горнодобывающая промышленность неуклонно приближается к реализации запасов менее концентрированного оруденения — геохимического металлогенического потенциала недр, под которым автором понимаются собственно экономически эффективные для извлечения содержания полезного компонента в рудах и его рассеянные концентрации в околорудном пространстве. Не случайно в публикациях на тему *SD* все чаще встречается тезис о невозобновляемости минерально-сырьевых ресурсов, закономерно выдвигающий задачу по моделированию перспектив сбалансированного мирового минерально-сырьевого обеспечения.

Исследование текущего минерально-сырьевого потенциала (mineral potential — *MP*) твердых полезных ископаемых (ТПИ), под которым понимаются остаточные разведанные запасы (reserves — *R*) на определенную дату в сумме с накопленной добычей (total mining — *TM*) за выбранный временной отрезок, проведено по 23 основным видам полезных ископаемых (табл. 1). В соответствии с международной классификацией приняты показатели мировой сырьевой базы доказанных (подтвержденных) запасов [2, 5] на 2008 г. и накопленной добычи за более

1. Модель сбалансированности текущего минерально-сырьевого потенциала (1900–2008 гг.)

Полезное ископаемое	<i>ТМ</i> , тыс. т	<i>МР</i> , тыс. т	<i>ТМ/МР</i>	Период <i>ТМ</i> , годы
BeO	16,3	92,3	0,18	1935–2008
Au	133,3	197,5	0,67	1900–2008
Ta ₂ O ₅	23,5	203,4	0,12	1969–2008
Hg	547,3	675,2	0,81	1900–2008
Ag	1031	1667	0,62	1900–2008
Nb ₂ O ₅	808,1	3731	0,22	1964–2008
WO ₃	2779	5786	0,48	1905–2008
Sb	6212	8945	0,69	1900–2008
Co	1864	9796	0,19	1901–2008
Mo	5616	16 401	0,34	1900–2008
Sn	19 117	27 225	0,70	1905–2008
Ni	47 338	125 343	0,38	1900–2008
Pb	216 641	325 833	0,66	1900, 1906–1913, 1919–1925, 1927–1936, 1938, 1939, 1945–2008
Zn	407 750	679 665	0,60	1900–2008
BaSO ₄	312 152	731 582	0,43	1913, 1919–2008
TiO ₂	174 279	1 080 179	0,16	1925–2008
Cu	526 649	1 272 891	0,41	1900–2008
Ст-руды	574 578	2 990 778	0,19	1900–2008
Мп-руды	1 321 419	6 600 419	0,20	1900–2008
K ₂ O	1 289 220	9 570 220	0,13	1919–2008
P ₂ O ₅	6 696 330	13 840 930	0,48	1900–2008
Бокситы	4 944 799	33 320 799	0,15	1900–2008
Fe-руды	56 767 010	277 387 010	0,20	1904–2008

чем столетний период (1900–2008 гг.). Для ряда ТПИ в силу недоступности информации или ее противоречивости в рассмотренном периоде допущены пропуски, не оказывающие негативного влияния на результаты исследования.

Приведенные в таблице полезные ископаемые (ПИ) по критерию наименьшего значения отношения *ТМ* к суммарному *МР* распределены по трем группам. Первая отвечает признаку наибольшей стабильности обеспечения добычи имеющейся сырьевой базой в принятом временном диапазоне, доля которой составила 0,12–0,22, с десятью видами ПИ — Ta₂O₅, K₂O, бокситы, TiO₂, BeO, Co, руды Ст, Мп, Fe, Nb₂O₅. В этой группе реализация текущего потенциала накопленной добычи значительно <50%. Вторую группу составили шесть видов ПИ (Mo, Ni, Cu, BaSO₄, WO₃, P₂O₅) с устойчивой обеспеченностью сырьевой базой при доле *ТМ* в текущем потенциале 0,34–0,48, приближающейся по реализации *МР* к 50%. Для третьей группы, состоящей из семи видов ПИ (Zn, Ag, Pb, Au, Sb, Sn, Hg), характерна неустойчивость обеспечения минерально-сырьевой базой при реализации *МР* >60%. Таким образом, для создания условий долговременного поддержания сбалансированности *МР* по ряду

полезных ископаемых необходимо расширенное воспроизводство сырьевой базы, что неизбежно предполагает привлечение геохимического потенциала недр и, как следствие, дальнейшее снижение качественных характеристик месторождений, а также инновационного совершенствования технологических процессов добычи и переработки минерального сырья.

Другая модель *SD* рассмотрена на основе природного (возможного) минерально-сырьевого потенциала с рассеянной кларковой (Clarke — *C*) минерализацией и ограничением ее части в виде более концентрированного оруденения, сосредоточенного в перспективно извлекаемых массах минералов — главных носителей химических элементов полезных ископаемых с содержанием,

близким к максимальному (максиминералах) для промышленного использования. В модели приняты данные Н.А.Григорьева [4] для верхнего слоя континентальной коры мощностью 1 км (табл. 2).

Приведенные отношения кларковых содержаний, возможно извлекаемых масс химических элементов (probable recoverable masses — *PRM*) полезных ископаемых, текущих запасов, добычи и минерально-сырьевого потенциала можно использовать в качестве критериев *SD* на основе природного минерально-сырьевого потенциала (см. табл. 2). Полученные значения отношений по возможно извлекаемым массам химических элементов отражают их распределение в глобальном масштабе. Для конкретных горных пород концентрации оруденения в максиминералах в континентальной коре, представляющие промышленный интерес, могут отклоняться в меньшую или большую сторону. Результирующие значения соотношений *PRM* многократно превышают годовую добычу (mining — *M*), запасы и в целом текущий минерально-сырьевой потенциал по всем элементам и, соответственно, полезным ископаемым.

Поскольку расчетные показатели даны в единой размерности — тоннах, анализ возможен исключительно по каждому виду полезных иско-

паемых без сравнения всего массива в целом. Для анализа всего массива данных валовые значения элементов необходимо нормировать по выбранному базовому компоненту, за который принято золото в силу физико-химических свойств и рыночной ценности [1]. Полученные нормированные значения служат показателями металлоемкости (V) золота — количественного отношения каждого отдельного вида полезных ископаемых, приходящегося на единицу базового.

Сопоставление по металлоемкости золота показателей C , PRM , R , M показало весьма значительную флуктуацию их значений по полезным ископаемым (рисунок, а). Наибольшую согласованность демонстрируют Au, Ag, Mo, Pb, Cu. При этом металлоемкость по максиминералам (V_{PRM}) отличается от кларковой (V_C) большей сходимостью с V_R и V_M , что обусловлено низкими кларками, отражающими весь геохимический потенциал, тогда как другие показатели говорят о его концентрированной минерализации в коре. Близкие значения V_R , V_M , V_{PRM} можно интерпретировать как значительную востребованность и вовлеченность полезного компонента в промышленный оборот.

Для сопоставления V_R , V_M , V_{PRM} исследуемый массив элементов разделен на три группы и две подгруппы — А, Б, В (B_1 , B_2), показанные в табл. 3. Группу А образуют четыре элемента — Sn, Ag, Ni, Mo с отношениями V_{PRM} к V_R и V_M 1,1–2,38 (по запасам) и 0,99–4,04 (по добыче). Отметим, что в этой группе на уровне базового металла находится Sn.

В группу Б входят пять элементов — Sb, Cr, Cu, Zn, Pb, в которой отношения V_{PRM} к V_R составили 0,06–0,62, к V_M — 0,03–0,60. При таких значениях текущий баланс минерально-сырьевого обеспечения по всей группе весьма устойчив и отражает высокую интенсивность реализации полезных ископаемых группы Б относительно их возможных концентраций в максиминералах. Тем не менее, сосредоточенные в максиминералах перспективно извлекаемые массы таких элементов нельзя однозначно относить к «дефицитным», поскольку их

2. Модель сбалансированности природного минерально-сырьевого потенциала

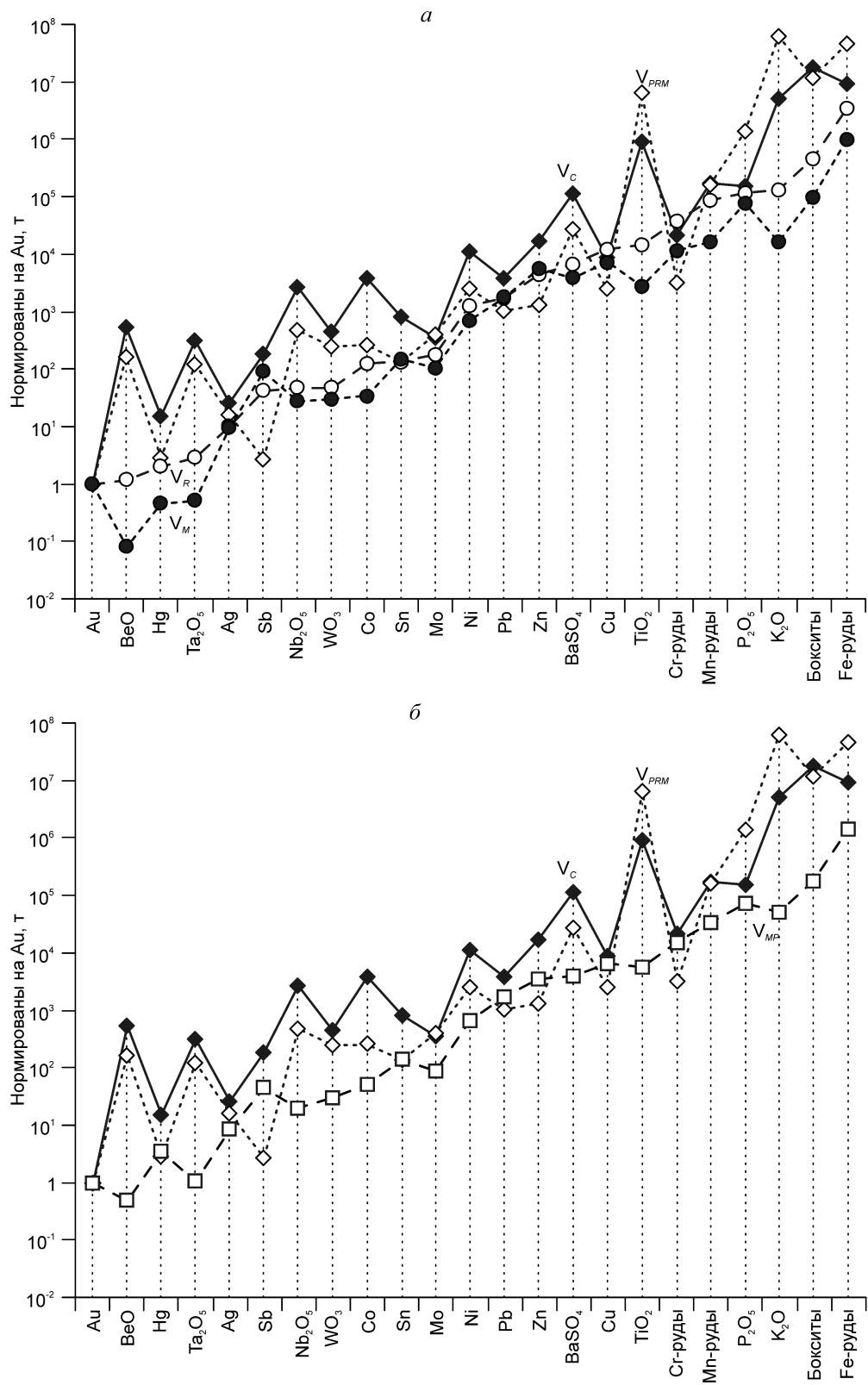
Химические элементы	C , %	C/PRM	PRM/R	PRM/M	PRM/MP
Au	$4,4 \cdot 10^{-7}$	24	1660	48 335	539
Hg	$6,5 \cdot 10^{-6}$	130	2315	301 945	438
Ag	$1,1 \cdot 10^{-5}$	38	2698	82 386	1030
Sb	$8,1 \cdot 10^{-5}$	1653	106	1430	32
Ta	$1,4 \cdot 10^{-4}$	64	72 367	11 471 253	64 013
Mo	$1,56 \cdot 10^{-4}$	22	3951	195 282	2598
W	$2,03 \cdot 10^{-4}$	45	8857	408 146	4602
Be	$2,3 \cdot 10^{-4}$	77	233 610	98 090 451	192 388
Sn	$3,5 \cdot 10^{-4}$	140	1825	47 635	543
Nb	$1,2 \cdot 10^{-3}$	140	17 412	842 507	13 641
Co	$1,7 \cdot 10^{-3}$	354	3581	404 543	2900
Pb	$1,7 \cdot 10^{-3}$	89	1030	28 805	345
Cu	$3,9 \cdot 10^{-3}$	85	365	17 499	214
Ni	$5 \cdot 10^{-3}$	114	3338	175 754	2077
Zn	$7,5 \cdot 10^{-3}$	326	501	11 217	200
Cr	$9,24 \cdot 10^{-3}$	157	145	14 588	117
Va	$5,1 \cdot 10^{-2}$	102	7055	361 346	4045
P	$6,9 \cdot 10^{-2}$	2,76	20 708	893 760	10 690
Mn	$7,7 \cdot 10^{-2}$	26	3363	513 726	2690
Ti	0,39	3,28	783 944	124 134 743	657 460
K	2,23	1,94	821 862	196 757 516	711 148
Fe	4,06	4,89	22 265	2 253 996	17 708
Al	7,61	36	43 798	5 943 682	37 298

*Исходные данные приняты в единой размерности (тоннах) и ранжированы по росту кларков.

собственные валовые значения (см. табл. 2) весьма значительны — PRM к R больше в 106–1030, к M — в 1430–28 805 раз.

Группу В образуют элементы, значения запасов и добычи которых не пересекаются на графике (см. рисунок, а). Среди них выделены две подгруппы — B_1 и B_2 . В подгруппу B_1 вошли Hg, Mn, Co, Va, W, их отношения V_{PRM} к V_R составили 1,4–5,3, тогда как для V_M — 6,2–10,6. Этой подгруппе также свойственна различная устойчивость (см. табл. 2) обеспечения добычи имеющейся сырьевой базой. Подгруппа B_2 , включающая Nb, P, Fe, Al, Ta, Be, Ti, K, характеризуется существенным превышением V_{PRM} над V_R и V_M , приближающимся к 500 и >4000 раз. В отличие от подгруппы B_1 у этих элементов и, соответственно, полезных ископаемых в целом наивысшая устойчивость (см. табл. 2) минерально-сырьевой базы.

В целом элементам рассмотренных подгрупп присуща некоторая двойственность: возможные их значительные концентрации масс в максиминералах, коррелируя с аналогичными масштабами добычи и размером текущих запасов, для отдельных из них также сочетаются с «ограниченным»



Сопоставление полезных ископаемых по металлоемкости Au по показателям текущего и природного минерально-сырьевых потенциалов:

a — C, PRM, R, M; *б* — C, PRM, MP

извлечением из недр. Последнее можно связать как с неразвитостью или отсутствием соответствующих технологий добычи и переработки, так и «специфичностью» сфер применения.

Однако необходимость и целесообразность более интенсивного использования потенциала таких полезных ископаемых, даже при наличии соответствующих эффективных технологий, далеко не однозначна. Так, ртуть, как токсичный и канцерогенный металл, законодательно исключена из ранее привычных сфер применения в металлургии, электротехнике, измерительном оборудовании. Ее использование в этих областях заменяется альтернативными технологическими решениями и другими металлами, в частности, сплавами галлия.

Приведенное сопоставление металлоемкости демонстрирует неизменность расположения полезных ископаемых по ряду V_{MP} относительно их положения в рядах V_C и V_{PRM} (см. рисунок). Для металлоемкости элементов в ряду минерально-сырьевого потенциала V_{MP} отклонение от V_{PRM} , как и для V_R и V_M , не означает однозначность «дефицитности», но служит дополнительным признаком существенного отличия валовых значений MP и PRM . Их сравнительные оценки необходимо учитывать при анализе геохимических данных в целях прогнозирования вероятности выявления новых месторождений.

Проведенное моделирование сбалансированности развития минерально-сырьевой базы ТПИ с использованием валовых и нормированных показателей текущего минерально-сырьевого и геохимического потенциалов дает возможность оценивать и прогнозировать в перспективе обеспечение ее сбалансированного воспроизводства и использования. Разработанные модели отражают также геолого-

3. Модель сбалансированности природного минерально-сырьевого потенциала по металлоемкости золота

Химические элементы	V_C/V_{PRM}	Группы	V_{PRM}/V_R	V_R/V_{PRM}	V_{PRM}/V_M	V_M/V_{PRM}
Sb	67,6	Б	0,0639	15,6	0,0296	33,8
Cr	6,41		0,0871	11,5	0,3018	3,31
Cu	3,47		0,2198	4,55	0,3620	2,76
Zn	13,3		0,3016	3,32	0,2321	4,31
Pb	3,66		0,6205	1,61	0,5959	1,68
Sn	5,73	А	1,10	0,9095	0,99	1,01
Ag	1,55		1,63	0,6151	1,70	0,5867
Ni	4,65		2,01	0,4971	3,64	0,2750
Mo	0,89		2,38	0,420	4,04	0,2475
Hg	5,32		1,40	0,7168	6,25	0,1601
Mn	1,05	В ₁	2,03	0,4934	10,63	0,0941
Co	14,5		2,16	0,4634	8,37	0,1195
Ba	4,17		4,25	0,2352	7,48	0,13376
W	1,85		5,34	0,1874	8,44	0,11842
Nb	5,71		10,5	0,0953	17,43	0,05737
P	0,11	В ₂	12,5	0,0801	18,49	0,05408
Fe	0,20		13,4	0,0745	46,63	0,02144
Al	1,48		26,4	0,0379	123	0,00813
Ta	2,60		43,6	0,02293	237	0,00421
Be	3,14		141	0,0071	2029	0,0004928
Ti	0,13		472	0,00212	2568	0,0003894
K	0,08		495	0,00202	4071	0,00024566

экономическую закономерность — необходимость последовательного направленного развития инновационно-технологического совершенствования глобальной горнопромышленной инфраструктуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Я.В.* Оценка сбалансированности основных показателей минерально-сырьевого обеспечения для обоснования воспроизводства сырьевой базы полезных ископаемых // Руды и металлы. 2011. № 5. С. 52–57.
2. *Бежанова М.П., Кызина Л.В.* Запасы и добыча важнейших видов полезных ископаемых мира. – М.: ОАО «ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ», 2009.
3. *Беневольский Б.И., Мызенкова Л.Ф., Августинчик И.А.* Минерально-сырьевая база благородных металлов — ретроспектива и прогноз // Руды и металлы. 2007. № 3. С. 25–92.
4. *Григорьев Н.А.* Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. – Екатеринбург: УрО РАН, 2009.
5. *Kelly T.D., Matos G.R.* Historical statistics for mineral and material commodities in the United States. USGS Data Series 140, Version 2011. Режим доступа: <http://minerals.usgs.gov/ds/2005/140/index.html>.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.411 (571.63)

© В.А.Степанов, Е.Л.Бельченко, К.Н.Доброшевский, В.И.Гвоздев, 2013

МАЛИНОВСКОЕ ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ПРИМОРСКИЙ КРАЙ

В.А.Степанов (НИГТЦ ДВО РАН), Е.Л.Бельченко, К.Н.Доброшевский (ЗАО «Приморзолото»), В.И.Гвоздев (ДВГИ ДВО РАН)

Структура рудного поля — интрузивно-купольное поднятие. Малиновское месторождение — рудно-магматический пучок из серии рудных тел и даек среднего и основного составов. Рудные тела — линейные штокверки из одной или нескольких золото-сульфидно-кварцевых жил, прожилков и вкрапленной минерализации. Состав руд — кварц, карбонаты сульфиды (арсенопирит, халькопирит, пирит и др.); количество сульфидов в среднем 10–15%. Самородное золото тонкое и мелкое, низкопробное.

Ключевые слова: золоторудное месторождение, интрузивно-купольное поднятие, линейный штокверк, самородное золото.

Степанов Виталий Алексеевич, vitstepanov@yandex.ru, Бельченко Евгений Леонидович, primorzoloto@mail.ru, Доброшевский Константин Николаевич, kdobroshevskij@yandex.ru, Гвоздев Виталий Иванович, gvozdev@fegi.ru

MALINOVSKY ORE GOLD DEPOSIT, PRIMORSKIY KRAY

V.A.Stepanov, E.L.Belchenko, K.N.Dobroshevsky, V.I.Gvozdev

Malinovsky's description ore gold deposit of the Primorsky province is resulted. The structure of the ore field representing an intrusive-cupola high is defined. It is shown that the Malinovsky deposit represents the ore-magmatic cluster consisting of a series of ore bodies and dikes of an average and the basic composition. Ore bodies are linear stockwork, consisting of one or several gold-sulfide-quartz of veins, stringer and the disseminated mineralization. The composition of the ores consisting of quartz, carbonates of sulfides (arsenopyrite, chalcopyrite, pyrite and etc.) is in details described, the quantity on the average makes 10–15 %. Native gold are fines and small, low-fineness.

Key words: ore gold deposit, an intrusive-cupola high, linear stockwork, native gold.

Приморский край издавна славится богатой золотоносностью. Известные здесь россыпи золота в настоящее время большей частью отработаны. Настала пора обратить пристальное внимание на золоторудные месторождения, потенциал которых достаточно велик. Одно из таких месторождений — Малиновское, входящее в состав Малиновского рудного узла Сихотэ-Алинской металлогенической зоны Приморской провинции (рис. 1).

В пределах Сихотэ-Алинской металлогенической зоны развиты главным образом нижнемеловые терригенные и вулканогенно-осадочные породы, прорванные серией ранне- и позднемеловых гранитоидных интрузий. Зона выделяется обилием оловорудных месторождений. Месторождения и рудопоявления золота относятся к золото-сульфидным (месторождение Глухое), золото-кварцевым (Благodatное), золото-сульфидно-кварцевым (Малиновское, Намовское) и золото-медно-порфировым (Конторское, Лазурное) типам. Кроме того, здесь расположены Светловодный, Средне-Бикин-

ский, Благodatненский и Антоновско-Соболиный золотороссыпные узлы. По данным предшественников, Малиновское месторождение представлено серией золото-кварц-сульфидных жил, парагенетически связанных с Водораздельной интрузией габбро (Л.В.Эйриш, 2003 г.).

Структура Малиновского рудного поля. Малиновское рудное поле расположено в верховье р. Малиновка, в бассейнах ключей Малая Чертова лапа, Маячный, Лагерный, Топографический, Намов, на площади ~30 км² в пределах положительной структуры (поднятия) центрального типа диаметром ~5 км (рис. 2). Поднятие хорошо выражено в рельефе в виде положительной морфоструктуры. При дешифрировании аэрофотоснимков выделяются внешние и внутренние кольцевые, а также радиальные разрывные нарушения. Данное интрузивно-купольное поднятие центрального типа, по видимому, образовалось в маастрихтское время при внедрении вначале Водораздельной интрузии габбро, а затем субвулканической интрузии умеренно

кислого состава, а также даек пестрого состава.

В интрузивно-купольном поднятии достаточно четко выделяются три секторных блока — южный, северо-восточный и северо-западный. Южный блок сложен песчано-сланцевыми осадками журавлевской свиты берриаса, северо-восточный — песчаниками и алевролитами ключевской свиты, прорванными крупной интрузией габбро и габбро-диоритов сеноман-туронского комплекса, северо-западный — более молодыми вулканогенно-осадочными образованиями дорофеевской свиты, прорванными субвулканическими интрузиями андезитов маастрихтского вулканического комплекса, а также редкими субвулканическими интрузиями риолитов и дацитов маастрихт-датского возраста. Строение поднятия осложнено крупными разрывными нарушениями северо-восточного плана.

Золотоносные зоны размещаются как в приадактовой, так и в периферической частях интрузивно-купольной структуры. Вмещающими породами служат нижнемеловые песчано-сланцевые породы, реже прорывающие их габбро и габбро-диориты Водораздельной интрузии сеноман-туронского возраста. В более молодых вулканогенно-осадочных толщах, слагающих северо-западный блок рудного поля, рудные зоны не обнаружены. Ориентировка рудных зон часто совпадает с простиранием кольцевых разломов (зоны Меридиональная, Малахитовая, Маячная, Серебряная), иногда — радиальных (Контактная и др.). Это говорит о парагенетической связи между формированием структуры поднятия и более поздним образованием рудоносных зон.

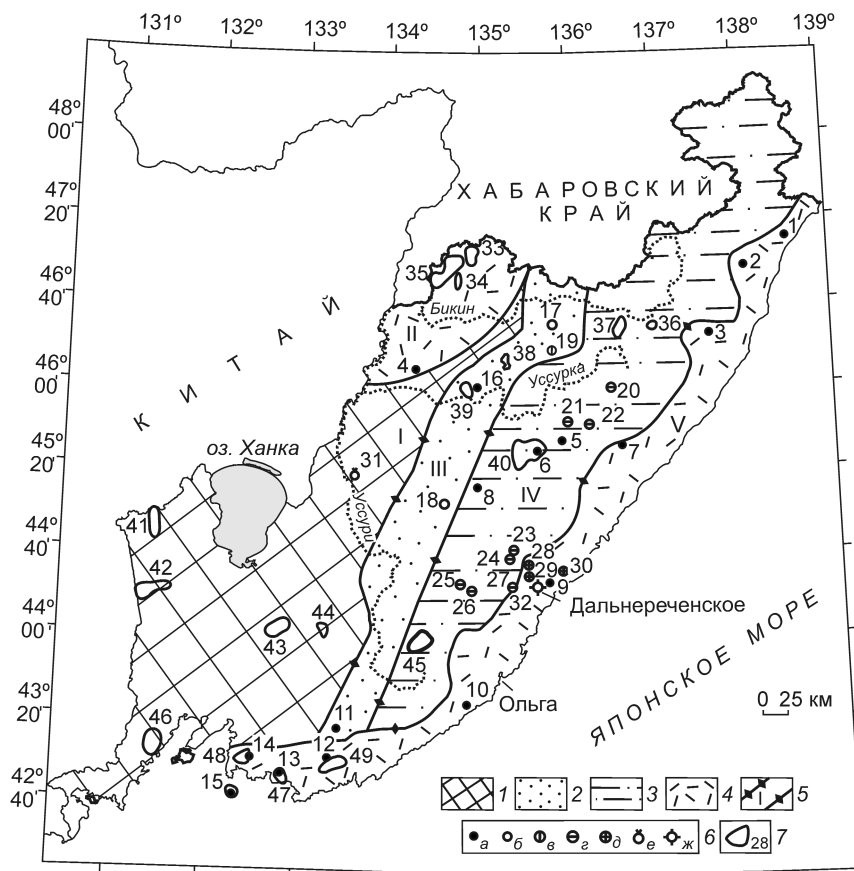


Рис. 1. Схема металлогенического районирования Приморья:

1 — Ханкайский древний массив; мезозойские складчатые зоны: 2 — триас-юрские, 3 — раннемеловые; 4 — вулканический пояс позднемеолового-палеогенового возраста; 5 — металлогенические области (I — Ханкайская) и зоны (II — Дурминская, III — Самаркинская, IV — Сихотэ-Алинская, V — Прибрежная); 6 — месторождения: а — золота (1 — Ягодное, 2 — Приморское, 3 — Салют, 4 — Силанское, 5 — Глухое, 6 — Благодатное, 7 — Таежное, 8 — Малиновское, 9 — Майское, 10 — Милоградское, 11 — Пасечное, 12 — Порожистое, 13 — Прогресс, 14 — Криничное, 15 — Аскольд, 16 — Краснометинское), б — вольфрама (17 — Восток-2, 18 — Скрытое), в — вольфрама и олова (19 — Тигриное), г — олова (20 — Тернистое, 21 — Зимнее, 22 — Дальнетаежное, 23 — Встречное, 24 — Смирновское, 25 — Арсеньевское, 26 — Верхнее, 27 — Высокогорское), д — полиметаллов (28 — Николаевское, 29 — Партизанское, 30 — Красногорское), е — железа (31 — Большесмольное), ж — бора (32 — Дальнереченское); 7 — золотороссыпные узлы (33 — Предгорный, 34 — Улиткинский, 35 — Бешеный, 36 — Светловодный, 37 — Средне-Бикинский, 38 — Голубичный, 39 — Незаметинский, 40 — Благодатненский, 41 — Комиссаровский, 42 — Фадеевский, 43 — Снегуровский, 44 — Арсеньевский, 45 — Антоновско-Соболиный, 46 — Кедровой Пади, 47 — Находкинский, 48 — Криничный, 49 — Кривореченский)

Каждая из золотоносных зон Малиновского рудного поля при постановке дальнейших поисково-оценочных и разведочных работ может быть самостоятельным золоторудным месторождением. В наиболее перспективной из них зоне Меридиональная ЗАО «Приморзолото» проведены поисково-оценочные работы, показавшие наличие ряда промышленных рудных тел золоторудного месторождения, названного нами собственно Малиновским.

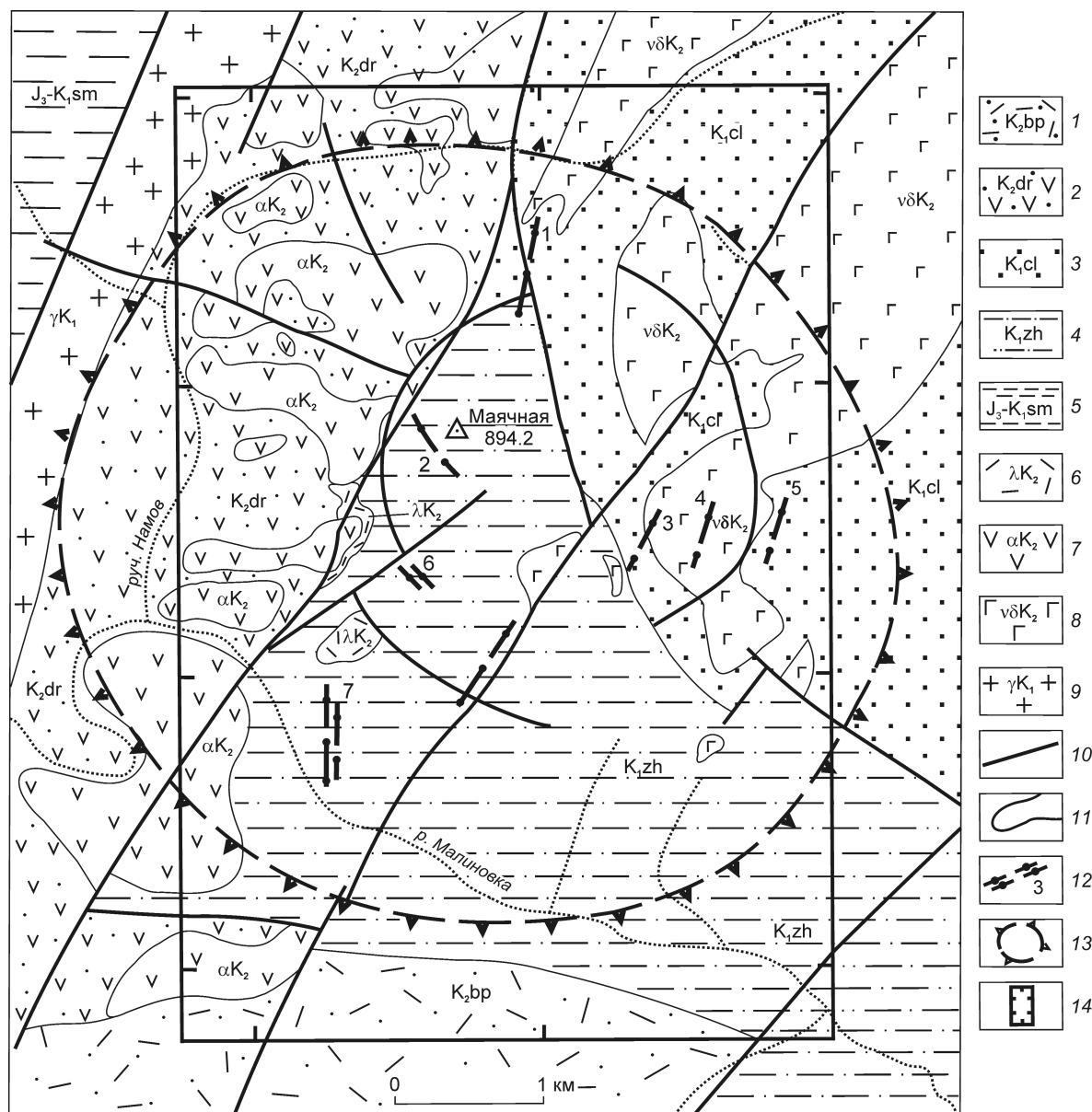


Рис. 2. Схема геологического строения Малиновского рудного поля, по А.Н.Родионову и др., 1988 г., с изменениями и дополнениями:

1 — туфы риолитов и дацитов, туфоалевролиты, туфопесчаники богопольской свиты, K_2m-d ; 2 — андезиты и туфы среднего состава дорофеевской свиты, K_2m ; 3 — песчаники, алевролиты ключевской свиты, K_1v ; 4 — алевролиты и песчаники журавлевской свиты, K_1b-v ; 5 — алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы самаркинской свиты, J_3-K_1 ; 6 — риолиты и дациты, K_2m-d ; 7 — андезиты, андезито-дациты, K_2m ; 8 — габбро, габбро-диориты, K_2c-t ; 9 — границы, K_1 ; 10 — разломы; 11 — геологические границы; 12 — золоторудные зоны (1 — Контактная, 2 — Серебряная, 3 — Малахитовая, 4 — Меридиональная, 5 — Дальняя, 6 — Маячная, 7 — Медная); 13 — граница рудного поля; 14 — контур лицензионной площади

Малиновское золоторудное месторождение находится в южной части северо-восточного секторного блока одноименного рудного поля и приурочено к юго-западному окончанию позднемеловой интрузии Водораздельная (рис. 3). Интрузия имеет блоковое строение, контакты с вмещающими

породами в основном тектонические. В юго-восточной части она характеризуется спокойным положительным полем ΔT до 250–600 нТл. Вдоль ключа Малая Чертова лапа по направлению к р. Малиновка отмечается уменьшение интенсивности поля, что свидетельствует о постепенном погружении

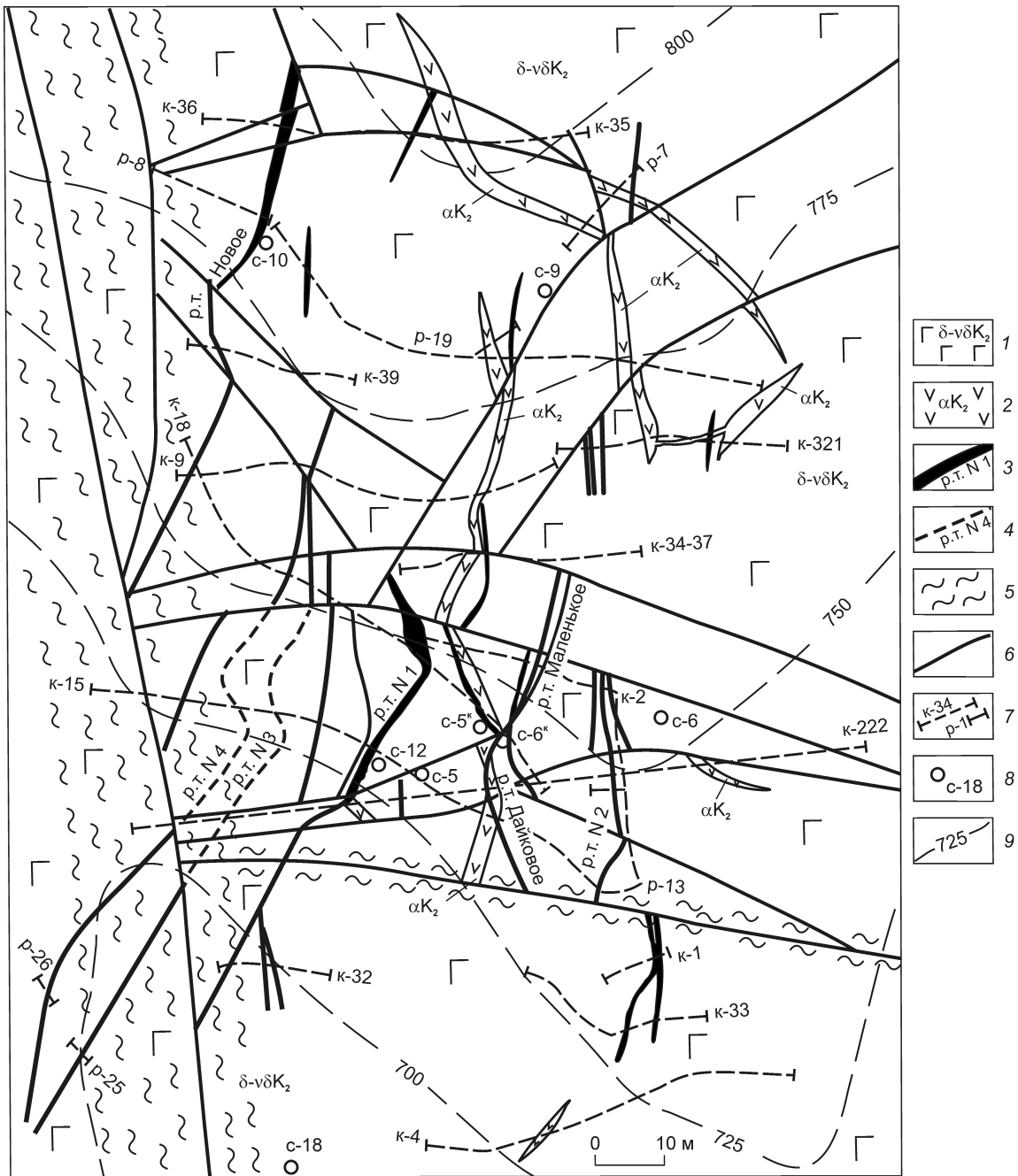


Рис. 3. Геолого-структурная схема золоторудного месторождения Малиновское:

1 — габбро и габбро-диориты Водораздельной интрузии; 2 — дайки андезитов, андезибазальтов и базальтов, K_2 ; рудные тела; 3 — выходящие на поверхность, 4 — слепые; 5 — зоны милонитизации; 6 — разрывные нарушения; 7 — канавы и расчистки, их номера; 8 — места заложения скважин, их номера; 9 — горизонталы рельефа

кровли интрузии в южном направлении под песчано-сланцевые породы ключевской свиты. Это позволяет предположить экранирование золотого оруденения песчано-сланцевыми толщами на момент рудоотложения.

Рудовмещающими являются пироксеновые и биотит-двупироксеновые монцогаббро-диориты, монцониты, реже диориты, кварцевые монцодиориты. Породы хорошо раскристаллизованные, среднезернистые, с ярко выраженной монцонито-

вой, реже порфиroidной структурой. Характерна значительная фациальная их изменчивость с постепенными переходами от одних пород к другим.

Габброидную интрузию прорывает серия даек андезитов, андезибазальтов и базальтов маастрихтского вулканического комплекса. Дайки мощностью 1–6 м выполняют крутонаклонные, извилистые трещины протяженностью до 200–250 м. На фланге месторождения зафиксирована маломощная дайка трахидацитов маастрихт-датского вулканоплутонического комплекса. Наиболее заметно габброиды интрузии переработаны в зонах интенсивной трещиноватости, которые нередко вмещают прожилково-вкрапленную рудную минерализацию и жилы. Повсеместно в пределах интрузива отмечаются биотитизация и пропилитизация. Локально развиты более поздние серпентин-серицит-хлорит-карбонатные метасоматиты (листвениты). Мощность метасоматических зон составляет десятки метров. Метасоматиты нередко сопровождают кварц-сульфидные жилы и минерализованные зоны.

Рудные тела Малиновского месторождения представлены линейными штокверками, состоящими из одной–двух кварц-сульфидных, карбонат-кварц-сульфидных или сульфидных жил, сопровождающихся зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Они имеют близкое к субмеридиональному северо-восточное простирание и крутое падение как в восточных, так и в западных румбах. Протяженность рудных тел 100–225 м, мощность 0,1–20,3 м. Некоторые из них прослежены скважинами колонкового бурения на глубину до 250 м.

Совместно с дайками андезитов, андезибазальтов и базальтов рудные тела образуют единый рудно-магматический пучок, протягивающийся в северо-восточном направлении на 350 м при ширине 200–250 м. Вдоль контактов даек или в непосредственной близости от них нередко располагаются золоторудные жилы и минерализованные зоны. Отмечается наложение золото-сульфидной минерализации на дайки андезибазальтов и базальтов, что свидетельствует о дорудном происхождении последних. Формирование рудно-магматической системы происходило в такой последовательности: становление интрузии габбро и габбро-диоритов → внедрение комплекса даек андезибазальтов и базальтов → формирование золото-сульфидно-кварцевого оруденения → образование пострудной карбонат-кварц-сульфидной и флюорит-карбонат-кварц-сульфидной минерализации.

Наиболее детально изучено рудное тело 1 в центральной части зоны Меридиональная. Оно прослежено канавами по простиранию на 130 м, а по свалам руды до 200 м, пятью скважинами на глу-

бину до 135 м. Направление его изменяется от близширотного до северо-западного с падением в восточных румбах под углом 70–85°. На поверхности мощность рудного тела колеблется в пределах от 1,35 до 5,4 м, на глубине от 48 до 82 м его мощность увеличивается до 10–20 м.

Руды золото-сульфидно-кварцевые. Содержание полезных компонентов варьирует в широких пределах: Au от 0,1 до 80,1 г/т, Ag от 1,8 до 105,2 г/т, Cu от 0,024 до 8,55%. В некоторых пробах наблюдаются высокие содержания WO_3 (до 0,95%) и Bi (до 0,26%). По рудному телу 1 средние содержания Au 4,43, Ag 10,2 г/т.

Минеральный состав руд. Минеральный состав руд месторождения изучался по серии образцов из разных рудных тел, отобранных по канавам и из керна буровых скважин. Изготовлены десятки полированных аншлифов и прозрачных шлифов. Микроскопические исследования проводились на микроскопах фирм CARL ZEISS – AXIOPLAN2 и AXIOSTAR plus, а также ЛОМО – ПОЛАМ Л-213. Состав сульфидных, в том числе редких минералов, и самородного золота заверялся на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8100 в лаборатории рентгеновских методов исследования Аналитического центра ДВГИ ДВО РАН.

Руды Малиновского месторождения золото-сульфидно-кварцевые. Количество сульфидов варьирует от 5–7 до 30–40%, в среднем 10–15%. Наиболее часто встречаются арсенопирит, пирит и халькопирит, в небольшом количестве присутствуют пирротин, сфалерит, марказит, магнетит, минералы титана (рутил, сфен). К числу редких минералов относятся галенит, блеклая руда, минералы висмута (висмутин, кобеллит, лиллианит-густавит, жозеит, самородный висмут), самородное золото, молибденит и шеелит. Из породообразующих минералов в рудах преобладает кварц, в меньших количествах отмечаются хлорит, серицит, карбонаты, редко турмалин и флюорит. В окисленных рудах широко распространены гидроксиды железа, ковеллин, халькозин, малахит и скородит.

По преобладающему составу сульфидных минералов выделяются арсенопирит-кварцевые, арсенопирит-хлорит-кварцевые, халькопирит-арсенопирит-кварцевые, халькопирит-кварцевые и пирит-кварцевые разновидности руд.

Арсенопирит-кварцевая руда (рудное тело 1) — серая крупнозернистая (0,1–2 мм) порода, сложенная преимущественно кварцем 55–65% и арсенопиритом 15–20% (в гнездах до 50%). В небольшом количестве встречаются халькопирит и единичные вкрапленники пирротина, блеклой руды, минералов висмута, галенита, сфалерита (с эмульсионной

вкрапленностью халькопирита), самородных висмута и золота. Арсенопирит образует идиоморфные зерна размером до 2–3 мм. Он часто раздроблен; трещины иногда выполнены кварцем с вкрапленниками халькопирита изометричной формы, блеклой руды, висмутовых минералов и самородного золота. Размеры зерен блеклой руды не превышают 0,5 мм, висмутовых минералов — 0,2 мм, самородного висмута — 0,1 мм, золота — 0,05 мм.

Арсенопирит-мусковит-хлоритовая руда (рудное тело 1) темно-зеленого цвета, по сравнению с арсенопирит-кварцевой более мелкозернистая (зерна <0,8 мм). Среди сульфидных минералов преобладает арсенопирит, образующий метавкрапленники (до 1 мм) и метасоматические зонки (до 0,8 см). В небольшом количестве (в сумме <1%) встречаются пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, блеклая руда, висмутовые минералы и золото. В розеткоподобных скоплениях мусковита находятся гнезда (до 0,5 мм), сложенные пластинками молибденита и длиннопризматическими метазернами (до 0,7 мм в длину) рутила. В окисленных участках руд наблюдаются гидроксиды железа и ковеллин. Текстура руд массивная, вкрапленная, прожилково-вкрапленная, густовкрапленная; структура — гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, участками гипидиоморфнометазернистая, аллотриоморфнометазернистая и дробления.

Халькопирит-арсенопирит-кварцевая руда (рудное тело 2) представлена кварцем с цепочками и прожилками преимущественно халькопиритового или арсенопиритового состава. Размеры вкрапленников халькопирита и арсенопирита не превышают 2–3 мм. Арсенопирит образует идиоморфные зерна до 1 мм, которые часто раздроблены и замещены скородитом. Скопления халькопирита пространственно тяготеют к прожилкам арсенопирита. Халькопирит образует метавкрапленники (до 1–1,5 мм), иногда идиоморфные зерна размером до 0,2 мм в кварце. По границам зерен и трещинам часто замещен гидроксидами железа, магнетитом и минералами титана. В арсенопирите и халькопирите встречаются сростки висмутовых минералов с самородным золотом размером до 0,05 мм. Текстура руды вкрапленная, неравномерно-вкрапленная, прожилковая, структура — гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, участками гипидиоморфнометазернистая, аллотриоморфнометазернистая, дробления, порфировая, порфирукластическая, обломочная, замещения, сетчатая, скелетная.

В *халькопиритовой руде* (рудное тело Новое) преобладает халькопирит, менее распространен пирит, в небольшом количестве встречаются сфалерит, арсенопирит, пирротин, марказит, минералы

титана и зерна самородного золота. Из породообразующих минералов главные — серый и молочно-белый кварц, хлорит, менее распространены карбонат, слюды (мусковит, серицит). Халькопирит образует вкрапленники до 1–2 см в кварце или до 0,1–0,3 см в околосильных метасоматитах. В нем присутствуют мелкие (до 0,03 мм), иногда в виде «звездочек» включения сфалерита (структуры распада твердого раствора сфалерита в халькопирите) и вкрапленники (до 0,06 мм) пирротина изометричной формы (напоминают грубопетельчатые структуры распада твердого раствора пирротина в халькопирите). В более крупных (до 0,6 мм) вкрапленниках сфалерита часто наблюдается эмульсионная (<0,002 мм) вкрапленность халькопирита (эмульсионная структура распада твердого раствора). Пирит образует метавкрапленники (до 0,1 см) или цепочки из них в халькопирите или породообразующих минералах. В кварце иногда встречаются идиоморфные зерна пирита (до 0,1 мм) и арсенопирита (до 1–1,5 мм). Арсенопирит часто рассечен микропрожилками с кварцем и халькопиритом (структуры дробления, замещения). Пирротин, арсенопирит и пирит замещаются марказитом. Среди кварца встречаются единичные зерна висмутовых минералов. Самородное золото образует округлой формы вкрапленники (до 0,008 мм) в халькопирите.

В *пиритовой руде* (рудное тело Дайковое) среди сульфидов преобладает пирит, менее распространены арсенопирит и халькопирит; встречаются единичные зерна висмутовых минералов (<0,005 мм). Из породообразующих минералов присутствуют кварц, карбонат и хлорит. Пирит образует метазерна (0,1–0,4 до 0,9 мм), иногда идиоморфные выделения (цементируются кварцем и карбонатом) или гнезда (до 1–1,5 см), в которых метазерна пирита находятся среди гидроксидов железа. Арсенопирит наблюдается в виде реликтов, интенсивно раздроблен и замещен скородитом. Халькопирит образует неравномерно рассеянную тонкую вкрапленность ксеноморфных зерен (<0,07 мм) среди породообразующих минералов или выполняет микропрожилки (до 0,01 мм) в арсенопирите. Редко встречаются вкрапленники халькопирита размером до 0,5–0,6 мм. Висмутовые минералы и самородное золото размерами до 0,003 мм крайне редки. Из вторичных минералов отмечаются скородит, гидроксиды железа, а также ковеллин.

Самородное золото встречается в арсенопирит-халькопирит-кварцевых и пирит-халькопирит-кварцевых прожилках. Оно пространственно тяготеет к вкрапленникам висмутовых минералов, максимальные скопления которых отмечаются в арсенопирите и халькопирите. Наблюдались сростки золота с

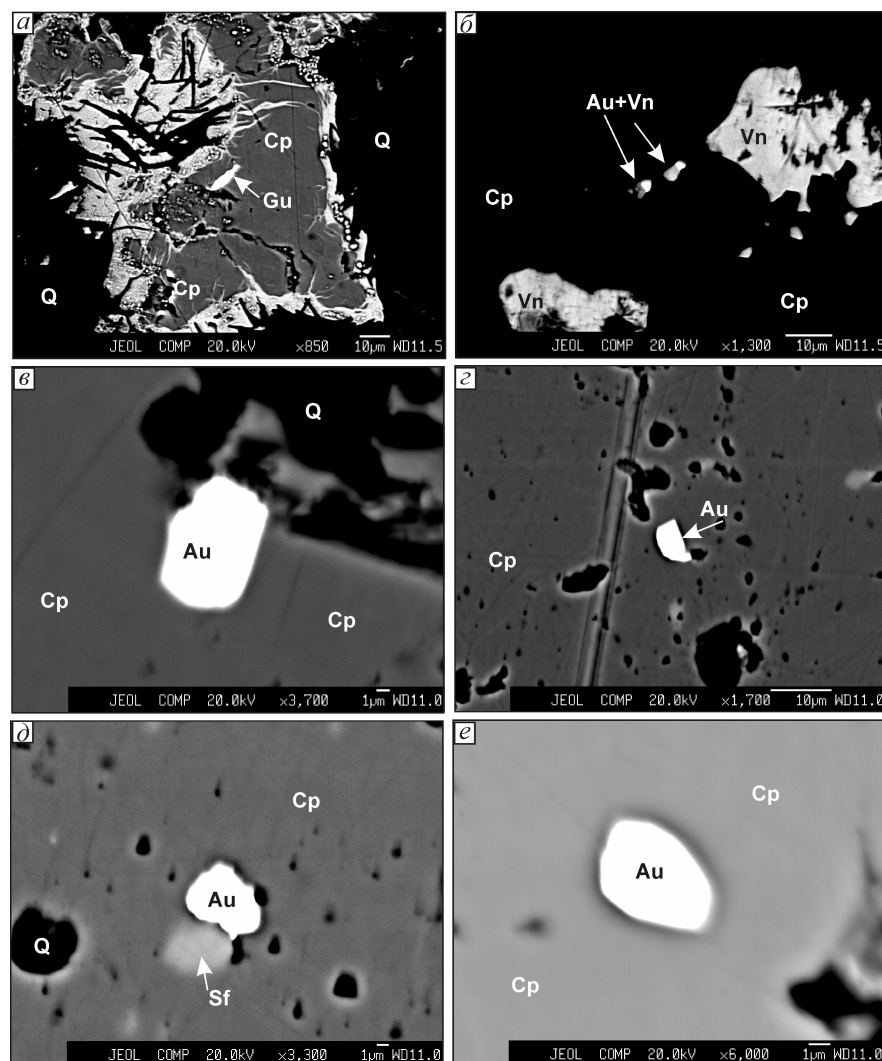


Рис. 4. Минералы благородных металлов в халькопирите:

a — вкрапленник вытянутой формы густавита (Gu) в халькопирите (Cp), который по периферии замещается криптокристаллическим агрегатом халькозина с оксидами меди (белое); *b* — срращения самородного золота (Au) с висмутином (Vn) в халькопирите; *в-г* — идиоморфные зерна самородного золота в халькопирите; *д* — срстание самородного золота изометричной формы со сфалеритом (Sf) в халькопирите; *e* — зерно самородного золота округлой формы в халькопирите

висмутином, галенитом, сульфотеллуридами висмута (рис. 4). Следует отметить, что максимальные концентрации самородного золота пространственно тяготеют к участкам руд, где встречается арсенопирит с примесью кобальта. Зерна золота имеют изометричную форму, размер 3–5, редко >8 мкм. В составе золота, как и в самородном висмуте, присутствуют примеси минерала-матрицы, а количество серебра варьирует от 19,24 до 25,86 мас. % (таблица, анализы 1–4). В халькопиритах (в ассоциации с висмутином и свинцово-сурьмяно-висмутовыми сульфосолями) золото более низкопробное, чем из арсе-

нопиритов (ассоциация с висмутом и сульфотеллуридами висмута).

Проба золота, установленная на рентгено-спектральном микроанализаторе в аншлифах руд, изменяется от 728,3 до 789,6‰ (четыре анализа). Проба золота, отобранного под бинокулярном из шлифов элювия окисленных руд, по данным атомно-абсорбционного анализа варьирует от 682,8 до 835,7‰ (восемь анализов). Средняя проба золота равна 762,2‰ с небольшими максимумами в пределах 720–740 и 780–800‰.

Стадийность минералообразования. Предварительные результаты изучения вещественного состава руд месторождения позволяют наметить следующую схему последовательности минералообразования (рис. 5). Дорудная стадия — формирование массива габбро и даек андезибазальтов — сменяется раннерудной (турмалиновой). Две основные рудные стадии — арсенопиритовая и халькопиритовая — сменяются позднерудной пиритовой. Пострудная стадия связана с процессами гипергенеза. Золото выделяется главным образом в халькопиритовую и арсенопиритовую стадии.

В результате проведенного исследования установлено следующее:

определена структура рудного поля Малиновское, представляющего собой интрузивно-купольное поднятие центрального типа, осложненное кольцевыми и радиальными разломами. Подняtie образовано в результате внедрения в нижнемеловые песчано-сланцевые толщи вначале интрузии габбро-диоритов Водораздельная сеноман-турон-

ского возраста, а в маастрихтское время — субвулканических андезитов и дацандезитов умеренно кислого состава, а также даек пестрого состава;

золотоносные зоны (Меридиональная, Малахитовая, Дальняя, Контактная, Маячная, Серебряная, Медная) располагаются как в приядерной, так и в периферической частях интрузивно-купольного поднятия. Каждая из них является потенциальным золоторудным месторождением;

месторождение Малиновское (ранее известное как зона Меридиональная) представляет собой рудно-магматический пучок из сближенных золоторудных тел и даек среднего и основного составов. Он вытянут в северо-восточном направлении на 350 м при ширине ~200 м. Вмещающими породами служат габбро-диориты интрузии Водораздельная;

рудные тела — крутонаклонные линейные штокверки из одной или нескольких параллельных золото-сульфидно-кварцевых жил, прожилков и вкрапленной сульфидной минерализации; выявлено семь золоторудных тел (1, 2, 3, 4, Новое, Дайковое, Маленькое), вскрытых и прослеженных по простиранию поверхностными горными выработками, а на глубину редкими скважинами колонкового бурения; количество сульфидов в рудах варьирует от 5–7 до 30–40%, в среднем 10–15%. Наиболее часто

Химический состав самородных золота и висмута, мас. %

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Bi	-	-	1,86	1,50	99,99	90,76	90,31	97,44	98,51
Sb	-	-	-	-	1,04	1,59	0,85	-	1,80
Fe	2,69	1,92	1,61	1,60	-	1,59	3,49	1,68	-
Cu	3,75	2,99	-	-		-	2,20	-	
As	-	-	2,86	3,54		5,17	0,67	0,34	
Ag	24,64	25,86	19,76	19,24		-	-	-	
Au	68,28	69,35	71,76	72,21		-	-	-	
S	-	-	1,72	1,00	-	1,94	-	-	-
Сумма	98,36	100,12	99,57	99,09	101,03	99,11	99,46	99,45	100,31

Примечание. 1–4 — самородное золото; 5–9 — самородный висмут.

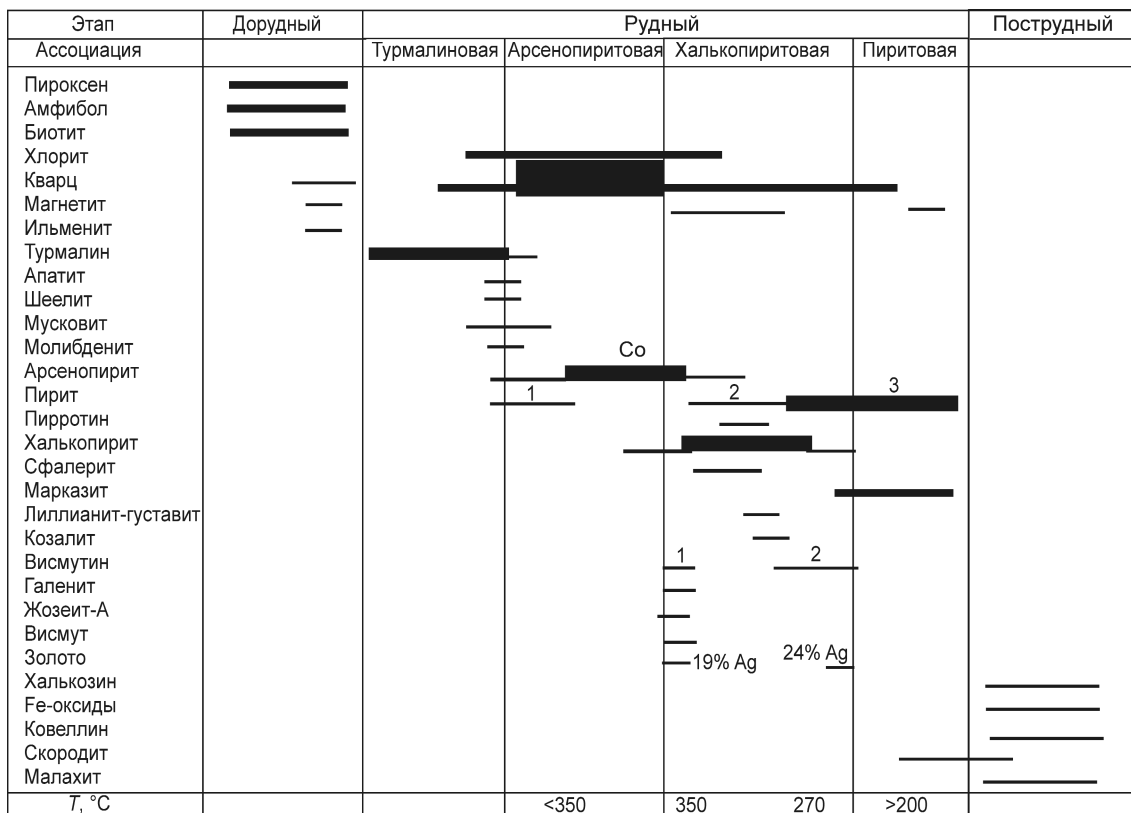


Рис. 5. Последовательность образования руд Малиновского месторождения

встречаются арсенопирит, пирит и халькопирит, в небольшом количестве пирротин, сфалерит, марказит, магнетит, минералы титана (рутил, сфен), редко галенит, блеклая руда, минералы висмута (висмутин, кобеллит, лиллианит-густавит, жозеит, самородный висмут), самородное золото, молибденит и шеелит. Из породообразующих минералов в

рудах преобладает кварц, в меньших количествах отмечаются хлорит, серицит, карбонат, редко турмалин, флюорит;

самородное золото в рудах тонкое и мелкое, его проба изменяется от 682,8 до 835,7‰, средняя равна 762,2‰.

УДК 553.462+553.43

© Ир.В.Бучко, И.В.Бучко, 2013

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕРЕБРО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОГОТ, ПРИСТАНОВОЙ ПОЯС

Ир.В.Бучко (НПГФ «Регис»), И.В.Бучко (ИГиП ДВО РАН)

Описывается геологическое строение серебро-полиметаллического месторождения Могот, расположенного в пределах Пристанового пояса. Месторождение находится в эндоконтакте позднекрейдовыми гранитоидов Станового пояса и, вероятнее всего, связано с формированием Удско-Мургальской магматической дуги в обстановке трансформной континентальной окраины. В его строении на основе геохимических данных выделено пять рудных тел и определены уровни их эрозионного среза. Среднее содержание Ag на мощность 12 м составляет ~250 г/т.

Ключевые слова: Северо-Азиатский кратон, Пристановой пояс, серебро-полиметаллическое оруденение.

Бучко Ираида Викторовна, Бучко Инна Владимировна, inna@ascnet.ru

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE MOGOT SILVER-POLYMETALLIC DEPOSIT IN THE PRISTANOVY BELT

Ir. V. Buchko, I. V. Buchko

The description of a geological structure of the Mogot silver-polymetallic deposit in the Pristanovy belt is provided in article. The deposit located in the endocontact of the Late Cretaceous granites of Stanovy belt. Most likely, its formation is connected with formation of the Uda-Murgal magmatic arch in the conditions of the transform continental margin. In its structure on the basis of geochemical data 5 ore bodies are allocated and levels of their erosive cut are defined. The average content of silver on 12 m thickness is about 250 g/t.

Key word: North-Asian craton, Pristanovy belt, silver-polymetallic deposit.

Месторождение серебро-полиметаллических руд Могот расположено в междуречье Могот и Средний Могот в пределах одноименного серебро-золоторудного узла Апсакано-Нагорненского района Олекмо-Становой минерагенической провинции. Оно находится в зоне влияния крупнейшего трансформного Станового разлома, обеспечивавшего интенсивную магматическую активность региона [5].

Пристановой пояс (рис. 1) между Алданским щитом и Джугджуро-Становым супертеррейном обычно рассматривается в качестве разграничивающей их зоны [6]. По существующим геологическим представлениям [6, 12], последняя интерпретируется как поверхность крупного надвига, осложненная линейными складками и купольными структурами, в ядрах которых залегают параавтохтонные позднестановые граниты. Зона может представлять собой коллизийный шов (или сутурную

зону), возникший в результате закрытия в раннем протерозое океанской структуры, разделявшей Алданскую и Джугджуро-Становую континентальные плиты [6, 7].

В пределах Пристанового пояса юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона известны многочисленные разнообразные по составу месторождения и рудопроявления цветных, редких и благородных металлов [3, 4]. При этом главная эпоха проявления здесь золотой, золото-серебряной, молибденовой, серебро-полиметаллической и других видов минерализации — мезозойская. С ней связывается образование эпигенетических жильных и сингенетических вулканогенных месторождений и проявлений, наиболее крупными из которых являются Бамское, Выходное, Десс, Сивакан, Ерничное, Находка, Апсакан, Чильчинское и др. [3, 4]. Единственное месторождение серебро-полиметалличе-

ских руд в пределах изучаемой структуры — Могот.

Площадь месторождения Могот сложена стратифицированными отложениями зверевской серии — тонкопосочными амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми плагиогнейсами, амфиболитами (иногда гранатосодержащими) с редкими прослоями биотит-мусковитовых плагиогнейсов. Самые древние магматические образования, установленные на площади, — ультрабазиты, метагабброиды и метабазальты с реликтами миндалекаменной структуры, слагающие фрагменты редуцированного офиолитового разреза [2]. Их возникновение, вероятнее всего, обусловлено существованием здесь в раннем протерозое океанской структуры, разделявшей Алданскую и Джугджуро-Становую континентальные плиты. Ее раскрытие может быть связано с глобальной эпохой рифтогенеза и последующего спрединга на рубеже 2,2–2,0 млрд. лет [7, 12]. К более молодым интрузивным образованиям условно раннепротерозойского (?) и рифейского возрастов относят среднезернистые, мелкозернистые гнейсовидные биотитовые граниты, жилы аплитовидных лейкократовых гранитов и мусковитовых пегматитов, поднезозойские гранодиорит-порфиры и диоритовые порфиры.

По элементам залегания метаморфических пород установлены фрагменты плективных структур, наиболее крупной из которых является антиклиналь I порядка с крыльями, осложненными складками более низких порядков вплоть до плейчатости. По увеличению углов падения крыльев в замковой части антиклинали (40–45°) и уменьшению их в краевых частях (10°) можно предположить, что ее ось имеет северо-восточное 70–80° простирание (рис. 2). Реконструкция складчатых структур затруднена из-за широкого развития разломной тектоники. Тем не менее, достаточно уверенно реконструируется внедрение именно в замковые части складчатых структур сначала позднестановых гранитоидов, а затем гипабиссальных гранодиорит-порфиров.

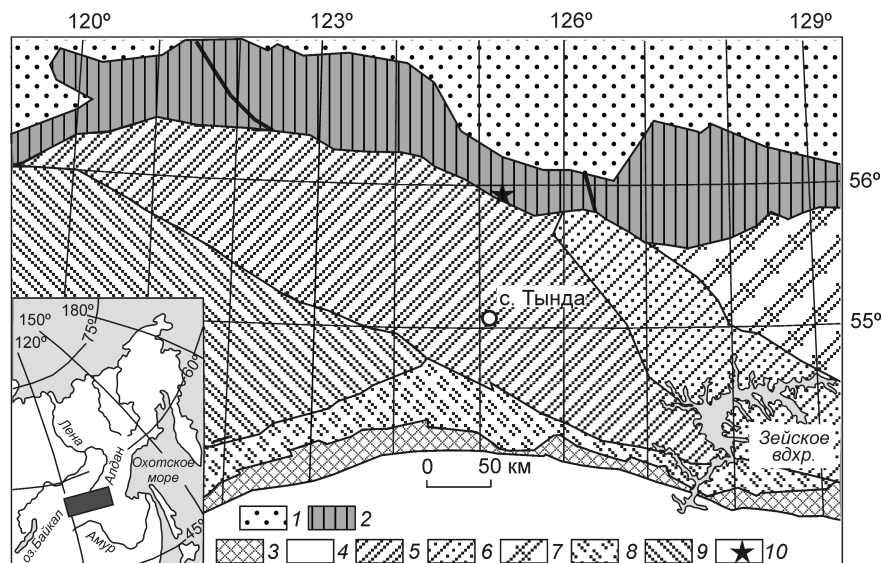


Рис. 1. Положение Пристанового пояса в структурах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, по [5] с изменениями авторов:

1 — Алданский щит; 2 — Пристановой пояс; 3 — Монголо-Охотский пояс; 4 — Амурский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса; террейны Джугджуро-Станового супертеррейна: 5 — Иликанский, 6 — Брянтинский, 7 — Купуринский; террейны Селенгино-Станового супертеррейна: 8 — Амазаро-Гильойский, 9 — Тунгирский; 10 — район исследования

Предварительные результаты геохронологических исследований адуляра и серицита из гранодиорит-порфиров $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом показали, что их возраст составляет $149,97 \pm 3,58$ млн. лет [13]. Это несколько древнее, чем известные датировки, приводимые в литературе для гранитоидов позднестанового комплекса (142–138 млн. лет) [10]. В то же время, период проявления деформационных процессов на площади месторождения составляет ~125–126 млн. лет, что полностью соответствует возрасту внедрения гранитоидов тындинско-баканского комплекса [1, 3].

О мезозойском возрасте оруденения может свидетельствовать приуроченность рудных тел к эндоконтакту гранодиоритов Пристанового пояса с возрастом ~150 млн. лет. Однако расположение зон серебро-полиметаллической минерализации в пределах раннепротерозойской океанской структуры предполагает и возможный древний источник рудного вещества. Это косвенно подтверждается присутствием минералов палладия (котульскита $\text{Pd}(\text{Te}_{0,82}\text{Bi}_{0,15}\text{Sb}_{0,15})_{1,16}$) в амфиболитах и кварцитах и высокопробного самородного золота ($\text{Au}_{0,90-0,98}\text{Ag}_{0,02-0,10}$) в амфиболе из метабазитов. Субструктура микронных и субмикронных зерен золотин указывает на их формирование в результате агрегации более мелких частиц, что говорит о возможном

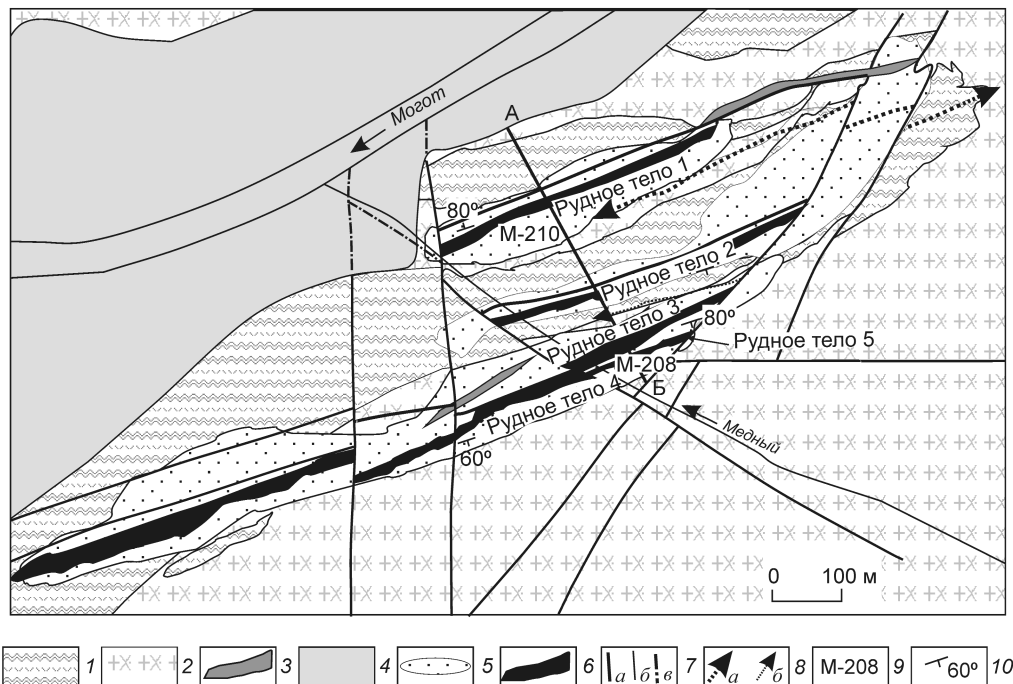


Рис. 2. Геологическая схема месторождения Могот, по материалам авторов:

1 — условно раннедокембрийские стратифицированные метаморфические комплексы зверевской серии Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона; 2 — раннемеловые гранодиорит-порфиры; 3 — дайки лампрофиров, диоритовых порфиритов; 4 — отложения квартера; 5 — зоны метасоматического окварцевания; 6 — серебро-полиметаллические рудные тела; 7 — разломы (а — установленные рудоконтролирующие, б — установленные не рудоконтролирующие, в — перекрытые кайнозойскими отложениями); 8 — оси пликативных структур (а — антиклиналь I порядка, б — антиклиналь II порядка); 9 — места взятия проб для геохронологических исследований; 10 — направление падения рудных тел

их концентрировании и укрупнении при мезозойских процессах преобразования пород.

Гидротермально-метасоматические изменения пород выражены калишпатизацией, аргиллизацией, окварцеванием, кварц-карбонатным замещением брекчированных пород, сульфидизацией и лимонитизацией.

Интервалы брекчирования на кварцевом и кварц-карбонатном цементе наблюдаются в зонах дробления субширотного простирания среди поздне-меловых гранодиорит-порфиром. В обломках (до 10 см в поперечнике) брекчий кварцевых метасоматитов наблюдаются рассеянная вкрапленность зерен галенита и сфалерита (в соотношении 3/1) размером до 2–3 мм и гнездовые их скопления размером от 0,5 до >10 см. Общее количество сульфидов от 15 до 30%.

Кремнекалиевые метасоматиты представлены продуктами предрудного щелочного метасоматоза, сформировавшимися в начальную стадию гидротермально-метасоматических процессов. Они занимают наибольшую площадь околорудных гидротермально-метасоматически измененных

пород. Их отличительный признак — сонахождение кварца и щелочного полевого шпата, а также ассоциация минералов биотит–альбит.

Образование пропилитизированных пород обусловлено сменой щелочности гидротермально-метасоматических растворов и проявлением субщелочного метасоматоза. Минералогически данный процесс выражен в широком развитии темноцветных минералов — хлорита и эпидота — за счет привноса оснований среднего состава и выноса кремнезема. Зоны пропилитизированных пород занимают меньшую площадь, чем кремнекалиевые метасоматиты. Нередко они вмещают более поздние аргиллизиты.

Объемное метасоматическое и прожилковое окварцевание пород происходило как минимум в четыре этапа. В первый этап кристаллизовался сливной молочно-белый кварц, обнаруженный в докембрийских (?) породах в виде прожилков, жил, ориентированных обычно согласно зонам милонитизации, расланцевания, катаклаза. Мощности жил (по делювиальным обломкам) не превышают 0,1 м. Окварцевание часто сопровождается процес-

сами серицитизации, мусковитизации, хлоритизации, эпидотизации и подчеркивает зоны древних разрывных нарушений. Второй этап характеризуется развитием молочно-белого кварца в позднемеловых гранодиорит-порфирах вдоль разломов северо-восточного и субширотного направлений. В третий этап формировались зоны объемного метасоматического окварцевания в гранодиорит-порфирах с образованием эпидот-хлорит-кварцевых, эпидот-кварцевых, серицит-кварцевых, кварцевых метасоматитов. С четвертым этапом связан наиболее интенсивно проявленный на месторождении тонкопрожилковый, халцедоновидный кварц, секущий все предыдущие генерации.

По результатам проведенных исследований можно сделать вывод о том, что метасоматическому окварцеванию в большей степени подвержены гранит-порфиры. Тонкопрожилковое и жильное окварцевание свойственно всем гидротермально-метасоматически измененным породам вне зависимости от их первоначального состава.

Сульфидизация, как и окварцевание, встречается в виде объемной рассеянной по массе пород вкрапленности, а также в гнездах и прожилках. По результатам исследований можно выделить как минимум пять этапов этого процесса. Первый этап проявлен в докембрийских гнейсах и кристаллических сланцах в виде равномерно рассеянной вкрапленности мелкокристаллического пирита, общее содержание которого редко превышает 2–3%. Пирит часто замещается гидроксидами железа — охрами бурого, желто-бурого цвета. В пиритизированных породах отмечаются повышенные содержания Mo , Au . Второй этап сульфидизации связан со становлением гранитоидов позднеканского комплекса. Сульфиды представлены преимущественно пиритом, в редких случаях присутствует халькопирит. Сульфидизированные граниты характеризуются повышенными содержаниями Mo , Au , Ag . Третий этап обусловлен внедрением гранодиорит-порфиров, в которых равномерно рассеяна вкрапленность сингенетических пирита и халькопирита, общее содержание которых не превышает 7–8%. Четвертый этап характеризуется формированием полиметаллического оруденения в метасоматических залежах вдоль разломов субширотного заложения. Сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит, пирит) образуют густую (от 7 до 25%) рассеянную, реже гнездовую вкрапленность. Кроме того, в виде гнезд (~1% от массы пород, размер до 6 мм) встречаются порошковые, землистые агрегаты черного цвета (акантит), тяготеющие к скоплениям галенита и сфалерита. По трещинам и в массе пород развиты вторичные минералы меди (малахит, азурит, редко

борнит), лимонит. Сульфидизация пятого этапа развития в цементе брекчированных пород, в котором равномерно рассеяны тонкозернистые, пылевидные пирит и халькопирит.

Аргиллизация. Аргиллизиты и аргиллизированные породы слагают локальные зоны в гранитах и гранодиорит-порфирах и приурочены к зонам разломов. Узлы с наиболее интенсивно проявленным процессом сосредоточены чаще всего в контактах позднемеловых гранодиорит-порфиров и позднеархейских гранитоидов позднеканского комплекса. В зонах аргиллизации породы часто изменены почти до полно проявленных аргиллизитов. За счет воздействия растворов с повышенной кислотностью они приобретают своеобразный облик (осветление), на который накладывается лимонитизация, иногда в виде псевдоморфоз по тонкорассеянному пириту. Зоны аргиллизации мощностью до 180 м имеют чаще всего северо-восточную, реже субширотную ориентировку и сопровождаются преимущественно разрывными нарушениями в совокупности с другими процессами преобразования пород.

Таким образом, установлена следующая зональность гидротермалитов: кремнекальциевые метасоматиты → пропицитизированные породы → аргиллизированные породы → кварцевые метасоматиты. Выявленные рудные тела всегда сопровождаются зонами кварцевых метасоматитов и расположены в центральной части рудно-магматической колонки.

Основные типы разрывных нарушений на площади — ортогональные — субширотные и субмеридиональные. Кроме них, установлены разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Субширотные разломы сопровождаются массивными кварцевыми, кварц-баритовыми метасоматитами светло-серого, почти белого цвета, местами с зеленоватым и буроватым оттенками. В них угадываются следы «залеченного» катаклаза, иногда брекчирования, присутствуют субпараллельные контактам линзовидные (0,3–3 мм) просечки мелкозернистого до сливного кварца (1–2%). В наиболее мощных просечках по центру наблюдаются щелевидные пустоты с очень мелкими щетками кварца. Пустоты выщелачивания, размером до 5 мм, составляют до 2% от объема породы и частично выполнены бурыми охрами. Разломы имеют крутые падения 70–80° как в южных, так и в северных румбах. К данным разломам приурочена серебро-полиметаллическая минерализация. Разломы субмеридионального простирания установлены в западной части площади. Они сопровождаются зонами окварцевания, сульфидизации, аргиллизации и лимонитизации различной степени интенсивности.

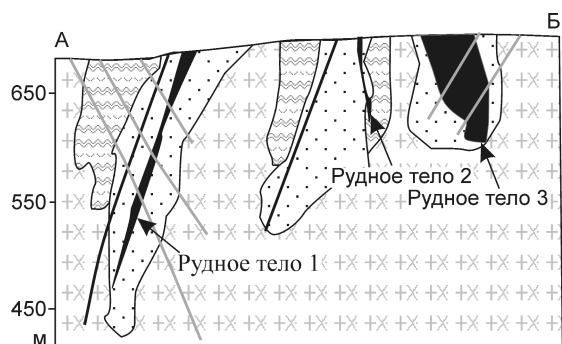


Рис. 3. Схематический геологический разрез месторождения Могот, по материалам авторов:

усл. обозн. см. рис. 2

Разломы северо-западного направления, вероятно, представляют собой серию нарушений со сбросовой составляющей и разделяют месторождение на несколько блоков. При этом южный (юго-западный) блок по геохимическим данным приподнят относительно северного (северо-восточного).

Согласно проведенным работам в пределах месторождения выделены две рудные зоны — Северная и Южная. В них содержания Ag от 10 до 7305 г/т при среднем содержании 250 г/т на мощность 12 м. Интерпретация геохимических данных составов образцов, отобранных авторами из рудных зон, а именно соотношений, характеризующих предполагаемые надрудный и подрудный срезы (Ba/Sn) [8, 9], уровень эрозионного среза оруденения (Pb/Zn), мультипликативные показатели, определяющие долю полиметаллической составляющей или близость к гранитоидной материнской интрузии (Ag·Zn·Pb·Cu/Au·Bi·Mo·Sn) и уровень эрозионного среза рудных тел (As·Pb·Mo·Cu·Ba·Cd/Na·Al, в числителе — элементы со значимыми положительными коэффициентами корреляции с Ag, в знаменателе — с отрицательной), позволила выделить в пределах Северной и Южной зон месторождения пять рудных тел с различным уровнем эрозионного среза.

Рудное тело 1 в северной части месторождения локализовано в зоне дробления меловых гранодиорит-порфиров с азимутом падения 340–350°, углом падения 70–80° (рис. 3, см. рис. 2). Установленная мощность метасоматической залежи, сложенной пиритом, галенитом, сфалеритом, магнетитом, баритом, кварцем, амфиболом, гранатом, составляет 15,8 м. Отсутствие собственных минералов серебра может свидетельствовать о вхождении данного элемента в кристаллическую структуру галенита. Содержания Ag достигают 1148,05 г/т, Pb 1%, Au

1,37 г/т, Zn 0,5%, Cu 0,3%, Mo 0,01%, Cd 0,02%, Ba >0,7%, As 400 г/т. Геохимические особенности, а именно ранжированный ряд элементов $Ag_{2450}Au_{160}Pb_{111}As_{20}As_{20}Mo_{16,7}Zn_{10}Cu_{2,5}$, сравнительно невысокие содержания Ba, соотношения элементов в образцах, отобранных на поверхности (Ba/Sn 0,4–27, Pb/Zn 2,4–9,8), позволяют предполагать среднерудный уровень эрозионного среза (соотношения рассчитывались по содержаниям элементов в кларках концентраций $C_k = C_i/C_\phi$, где C_i — содержание элемента в пробе, C_ϕ — фоновое содержание элемента). На глубине 40 м в образцах наблюдается уменьшение отношений Ba/Sn (0,3–2) и увеличение Pb/Zn (0,7–25), при этом содержания Ag достигают 570,64 г/т, Pb 0,4%, Zn 0,03%, Cu 0,3%, Mo 0,004%, Ba 0,2%, As 400 г/т. На глубине 80 м в образцах содержания Ag находятся на уровне 1,5–3 г/т, Pb до 0,04%, Zn до 0,02%, Cu до 0,007%, Mo до 0,0003%, Ba до 0,1%, As до 30 г/т. Снизу вверх по падению рудного тела увеличиваются содержания элементов $Cu \rightarrow Zn \rightarrow Ag \rightarrow Mo \rightarrow Au \rightarrow Pb$.

Рудное тело 2 в центральной части месторождения представлено метасоматической залежью, приуроченной к зоне дробления мощностью 4,5–7,45 м в гнейсах зверевской серии с аз. пад. 160–175°, углом падения 80–85°. Рудные минералы — пирит, галенит, сфалерит, магнетит, нерудные — барит, кварц, амфибол, гранат. Максимальные содержания Ag в руде 557,14 г/т, Pb 0,1%, Zn 0,07%, Mo 0,0007%, As 400 г/т, ранжированный ряд $Ag_{3482}Pb_{37}As_{20}Zn_{12}Cu_{11}$ при отношениях Ba/Sn 0,18–4, Pb/Zn 1–6 позволяют предполагать среднерудный уровень эрозионного среза.

Рудное тело 3 мощностью 35,2 м расположено в юго-восточной части месторождения в зоне дробления меловых гранодиорит-порфиров с ксеноблоком образований зверевской серии с аз. пад. 160–175°, углом падения 80–85° (см. рис. 3). Метасоматическая залежь сложена пиритом, галенитом, сфалеритом, магнетитом, баритом, кварцем, амфиболом и гранатом. Содержания полезных компонентов, достигающие Ag 1506,6 г/т, Pb 0,15%, Zn 0,3%, Cu 0,02%, As 200 г/т, ранжированный ряд $Ag_{9416}Pb_{22}As_{10}Zn_{10}$ при отношениях Ba/Sn 0,1–1, Pb/Zn 0,3–3 позволяют предполагать среднерудный уровень эрозионного среза.

Рудное тело 4 — метасоматическая залежь мощностью 13,9 м, сложенная пиритом, галенитом, сфалеритом, бисмутитом, аргентитом, баритом, кварцем, амфиболом, гранатом. Расположено в юго-западной части месторождения в зоне дробления меловых гранодиорит-порфиров с аз. пад. 150°, углом падения 70°. Является западным продолже-

нием рудного тела 3, смещенного по разлому северо-западного простирания вдоль руч. Медный. Содержания полезных компонентов достигают: Ag 5286 г/т, Pb 1,9970%, Au 0,41 г/т, Zn 0,08%, Cu 0,544%, Mo 0,06%, Cd 0,01%, Ba >3%, As 80 г/т. Геохимические особенности, в том числе ранжированный ряд элементов $Ag_{3125}Pb_{1851}Cu_{714}Mo_{667}Ba_{106}Zn_{16}$, высокие количества Ba, отношения Ba/Sn 0,3–2,7, Pb/Zn 0,6–14 на поверхности и уменьшение отношений Ba/Sn (0,5–2) при увеличении Pb/Zn (3–75) на глубине 42–50 м, дают основание предполагать верхнерудный эрозионный срез залежи. При этом анализ распределения элементов по падению рудного тела снизу вверх позволил установить следующий геохимический ряд — Mo → Zn → Cu → Pb → Ag.

Рудное тело 5 в южной части месторождения представлено жилами выполнения мощностью до 4 м в зоне дробления меловых гранодиорит-порфиров с аз. пад. 170°, углом падения 70°. Рудное тело сложено пиритом, галенитом, сфалеритом, баритом, кварцем, амфиболом, гранатом. Максимальные содержания Ag составляют 120,12 г/т, Pb 0,08%, Zn 0,05%, As 30 г/т. Ранжированный ряд элементов $Ag_{751}Pb_{22}Zn_{10}$ и отношения Ba/Sn 0,4–0,5, Pb/Zn 0,2–4 позволяют предполагать нижнерудный эрозионный срез.

Исходя из вышеприведенных материалов, выделены две геохимические ассоциации элементов: Au-редкометалльная (Au-Bi-Mo-Sn) и Ag-полиметалльная (полисульфидная Ag-Zn-Pb-Cu). Они согласуются с минеральным составом руд и, вероятно, полистадийным процессом рудообразования. Ранней стадии соответствует золото-редкометалльная ассоциация, в которой главную роль играют золото и висмут. Возможно, что эта ассоциация отражает близость расположения оруденения к гранитоидной интрузии. Поздней стадии отвечает серебро-полиметаллическая ассоциация, которая сопровождается более низкотемпературными изменениями. В качестве полезных компонентов в рудах присутствуют в повышенных концентрациях Au, Pb, Cu, Zn, Mo, вредных — As.

Все установленные рудные тела сопровождаются вторичными ореолами рассеяния Ag, Mo, Zn, Pb, Ba, Au, As, Co, Ni, Mn, V, Cr. Обращает на себя внимание постоянное присутствие в различных количествах As как в рудах, так и сопровождающих их метасоматитах. При этом изучение вертикальной зональности оруденения на примере рудного тела 1 свидетельствует о накоплении As как на среднерудном, так и верхнерудном эрозионных срезах. Наличие геохимических аномалий

этого элемента может быть поисковым признаком серебро-полиметаллических руд в случае не вскрытого эрозией оруденения. Отметим, что максимальные содержания Pb и Cu свойственны среднему уровню эрозионного среза, а Mo и Zn — верхнему.

Анализ результатов площадных и профилных геофизических работ показал, что зоны, вмещающие рудные тела серебро-полиметаллического месторождения Могот, фиксируются низкими значениями электрического сопротивления 250–2000 Ом·м, вызванной поляризуемости пород 0,1–0,5% и полного вектора магнитного поля (магнитной восприимчивости) 58 500–59 000 нТл, что можно считать поисковыми признаками для выявления новых рудных тел.

Как отмечалось выше, характеризуемая площадь расположена в зоне влияния крупнейшего Станового разлома, служившего подводящим каналом для гидротермальных растворов, образовавшихся при интенсивной магматической активности региона [5]. Возраст гранодиорит-порфиров составляет 149–150 млн. лет [13]. Согласно существующим представлениям о геодинамическом режиме юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, в этот период (поздняя юра – ранний мел) на востоке протоконтинента на его границе с палео-Тихим океаном формировалась Удско-Мургальская дуга. В последней развивались гранитоидный магматизм, вулканоплутонические структуры, происходила смена к юго-западу в глубь континента гранодиоритовых батолитов Становым поясом [4, 11].

Формационная принадлежность месторождения Могот не вызывает сомнения. Это свинцово-серебряный промышленный тип руд [14], связанный с гранит-порфирами, образованными в обстановке активной (трансформной) континентальной окраины. Главной металлогенической особенностью данной геодинамической обстановки является формирование медно-молибденовых, серебро-свинцово-цинковых, молибден-свинцово-цинковых, золото-серебряных, золоторудных ртутных месторождений как в краевых частях гранитоидных батолитов, так и пределах полей развития вулканитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бучко Ир.В., Бучко И.В. Моготинское месторождение серебро-полиметаллических руд Джугджуро-Станового супертеррейна // Геология и минерагения Забайкалья. Сб. докладов и статей к научно-производственной конференции, посвященной 60-летию ФГУПП «Читагеолсъёмка». 22–23 апреля 2010 г. Чита: 2010.
2. Бучко И.В., Сорокин А.А. Первые свидетельства существования офиолитов в зоне сочленения Пристанового

- пояса и Алданского щита (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Международная практическая конференция. Перспективы развития науки и образования. Тамбов, 2012.
3. *Возраст* и геодинамическая обстановка формирования золото-серебряного оруденения рудопоявления Десс Северо-Становой металлогенической зоны (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) / И.В.Бучко, А.А.Сорокин, В.А.Пономарчук и др. // ДАН. 2010. Т. 435. № 4. С. 506–509.
 4. *Геодинамика*, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред И.А.Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.
 5. *Геологическая* карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. – СПб.–Благовещенск–Харбин, 1999.
 6. *Геохимия* и геохронология мигматитов Курультино-Нюкжинского сегмента и проблемы корреляции метаморфических событий в Джугджуро-Становой складчатой области, Восточная Сибирь / В.А.Глебовицкий, И.С.Седова, Д.И.Магуков и др. // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 627–656.
 7. *Гранулитовые* комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма / В.А.Глебовицкий, А.Б.Котов, Е.Б.Сальникова и др. // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
 8. *Григорян С.В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. – М.: Недра, 1987.
 9. *Зональность* гидротермальных рудных месторождений. Т. 2. – М.: Наука, 1974.
 10. *Изотопная* геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза / А.М.Ларин, А.Б.Котов, Е.Б.Сальникова и др. – Санкт-Петербург: Центр информ. культуры, 2003.
 11. *Модель* формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л.М.Парфенов, Н.А.Берзин, А.И.Ханчук и др. // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6.
 12. *Первичная* природа, возраст и геодинамические обстановки формирования протолитов метаморфических пород федоровской толщи, Алданский щит / С.Д.Великославинский, А.Б.Котов, Е.Б.Сальникова и др. // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 25–43.
 13. *Первые 40Ag/39Ag* геохронологические данные о возрасте образования серебро-полиметаллических руд Моготинского месторождения (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) / И.В.Бучко, А.А.Сорокин, В.А.Пономарчук и др. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2010. Вып. 8. Т. 1. С. 42-43.
 14. *Справочник*. Минеральное сырье. Серебро. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998.

УДК 552.112:553.411 (571.55)

© Б.Н.Абрамов, 2013

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ И ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗОЛОТОРУДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ КУДЕНИЦА-НОРИНА, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Б.Н.Абрамов (Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН)

Интрузивные и флюидно-эксплозивные образования рудопоявления Куденица-Норина образованы из разных магматических очагов. На это указывают разные значения коэффициентов магнезиальности ($Mg\#$), соотношения $(La/Yb)_n$, суммы редкоземельных элементов ($\sum TR$) и степени дифференциации: магматических очагов (Eu/Eu^). Интрузии амуджиканского комплекса (J_{2-3}), являющиеся источниками оруденения, имеют следующие значения степени дифференциации граниты (0,33)→диоритовые порфириды (0,64)→лампрофиры (0,65)→кварцевые порфиры (0,77, 0,78).*

Ключевые слова: рудопоявление, золото, флюидно-эксплозивные образования.

Абрамов Баир Намжирович, b_abramov@mail.ru

Petrochemical and geochemical particularities of intrusive and fluid-explosive formations from Kudenitsa-Norina gold ore manifestation, East Transbaikalian region

B.N.Abramov

Intrusive and fluid-explosive formations from Kudenitsa-Norina ore manifestation are formed from the different magmatic chambers. Different values of factors of magnesianess ($Mg\#$), ratio $(La/Yb)_n$, sums of rare-earth elements ($\sum TR$) and extents of differentiations of magmatic chambers (Eu/Eu^) points to it. Intrusions of amudzhikan complex (J_{2-3}) are the sources of mineralization and has values of extents of differentiations: granites (0,33)→dioritic porphyrites (0,64)→lamprophyres (0,65)→quartz-porphyrines (0,77, 0,78).*

Key words: ore manifestation, gold, fluid-explosive formations.

Восточное Забайкалье — один из немногих регионов России, где широко развиты флюидно-эксплозивные образования (ФЭО) — вертикальные трубообразные эксплозивные тела, пространственно и генетически связанные с позднемезозойским эффузивным и плутоническим магматизмом. Проблема их генезиса и корреляция с магматическими процессами имеют как научное, так и практическое значение. Флюидно-эксплозивные тела встречаются в пределах золоторудных (Балейское, Дарасунское, Кличкинское, Дельмачикское, Илинское), олово-полиметаллического (Шерловогорское), молибденовых (Шахтаминское, Будаинское) месторождений. Их возникновение обусловлено процессами, связанными преимущественно с формированием гипабиссальных позднеюрских интрузий. В пределах рудных полей отмечаются дорудные, синрудные и пострудные брекчии [2]. На месторождениях выделяют несколько стадий образования ФЭО. Так, на Дельмачикском месторождении выделены шесть [16].

В Забайкалье весомый вклад в изучение данной проблемы в 60-е годы прошлого столетия внесла Н.А.Фогельман, изучившая ряд объектов и давшая научное обоснование имеющимся материалам [13, 14]. Позднее Г.И.Туговик, сделавший обобщение по ФЭО Забайкалья, отнес их к классу флюидно-эксплозивных структур гранитоидной магмы [12].

Золоторудное проявление Куденица-Норина расположено у юго-восточной границы Дарасунского рудного поля в районе среднего течения р. Куденица, левого притока р. Шилка (рис. 1). Рудопоявление открыто Н.А.Фогельман в 1957 г. При поисково-разведочных работах в единичных пробах из сульфидно-кварцевых прожилков установлены содержания Au 23,4, Ag 296 г/т.

На территории участка широко развиты интрузивные образования. Они представлены палеозойскими биотитовыми гранитами, позднеюрскими гранит-порфирами амуджиканского комплекса, в составе которых отмечаются дайки кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров (см. рис. 1).

Рудопоявление Куденица-Норина находится вблизи шовной зоны Монголо-Охотской сутуры. Большинство мезозойских месторождений и рудопоявлений золота в Восточном Забайкалье пространственно приурочены к данной структуре [5]. Их формирование связывается с коллизионными процессами, происходившими в юрское время при столкновении Сибирского и Монголо-Китайского континентов [5, 6]. В ходе коллизии образовались интрузии амуджиканского комплекса и связанное с ними золотое оруденение. В пределах рудных полей Дарасунского, Средне-Голготайского, Анд-

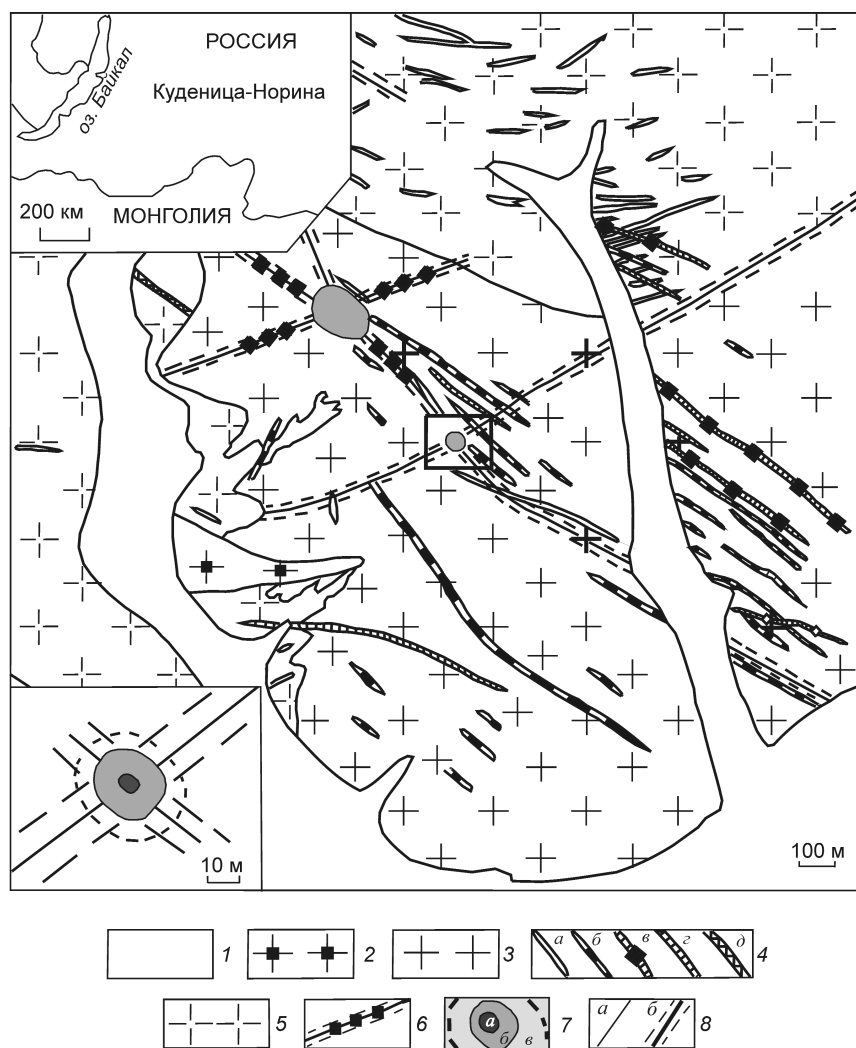


Рис. 1. Схема геологического строения золоторудного проявления Куденица-Норина:

1 — четвертичные отложения; амуджиканский комплекс, J_{2-3} ; 2 — фельзиты, 3 — гранит-порфиры; 4 — дайки; жильные тела (а — аплиты, кварцевые порфиры, б — диоритовые порфиры, в — сложного состава с включениями сульфидов, г — фельзиты, д — лампрофиры); 5 — палеозойские биотитовые граниты; 6 — зоны сульфидно-кварцевой минерализации; 7 — флюидно-эксплозивное образование, см. вставку внизу (а — с содержанием турмалина >45%, б — то же, до 45%, в — участки осветленных, каолинизированных, гранитов); 8 — тектонические нарушения (а — дизъюнктивы, б — зоны дробления, милонитизации)

рюшкинского, Верхне-Алиинского, а также Карийского и Ключевского золоторудных месторождений возраст пород амуджиканского комплекса по разным источникам варьирует от 111 до 175 млн. лет [4, 7, 11]. В Дарасунском рудном районе коллизионный этап начался в ранней-средней юре и завершился на рифтогенном этапе в позднем мелу [10]. В данном районе explosive breccias по времени образования близки к дайкам амуджиканского комплекса [1].

Геолого-структурный каркас рудопроявления состоит из разломов и зон дробления и милонитизации

с преобладающим северо-восточным и северо-западным простиранием, к узлам пересечения которых приурочены северный и южный участки проявления флюидно-эксплозивных образований. Южный участок ФЭО в плане имеет размеры 20×30 м, северный — 100×150 м.

Флюидно-эксплозивные образования представлены обломками гранит-порфиров, диоритовых порфиров, реже биотитовых гранитов и кварцево-турмалиновым цементом. Размеры обломков варьируют от долей миллиметра до 20–30 см. Кварцево-турмалиновая минерализация развита как в пределах ФЭО, так и в зонах тектонических нарушений, удаленных на расстояние до 500 м от центральных частей ФЭО.

Зоны сульфидно-кварцевой минерализации мощностью до 1 м, протяженностью первые десятки метров приурочены к тектоническим нарушениям. Рассеянная вкрапленность сульфидов состоит в основном из арсенопирита и пирита, минералы зоны окисления — гидроксиды железа, реже скородит. Содержание рудных минералов достигает нескольких процентов. На некоторых участках сульфидно-кварцевые жилы секут кварцево-турмалиновые образования. В explosive breccias наблюдается рассеянная вкрапленность до 1% ильменита, реже арсенопирита, пирита. Наибольшие содержания благородных металлов приурочены к сульфидно-кварцевым жилам. На участках развития кварцево-турмалиновой минерализации средние концентрации Au 0,1 г/т. На исследуемом рудопроявлении, как и на Дарасунском золоторудном месторождении, образование флюидных breccias предшествует продуктивной стадии золотого оруденения.

1. Содержания петрогенных компонентов в интрузивных и флюидно-эксплозивных образованиях рудопроявления Куденица-Норина, мас. %

Номера проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сумма	Mg#
<i>Граниты</i>														
1	76,34	0,06	13,90	0,54	0,28	0,01	0,10	1,64	3,27	5,08	0,03	0,48	99,72	0,15
3	73,30	0,09	14,15	1,55	0,18	0,01	0,07	1,14	3,07	5,27	0,03	0,56	99,39	0,04
<i>Граниты каолинизированные</i>														
16	77,34	0,77	11,80	2,65	0,16	0,01	0,22	0,32	0,11	1,64	0,24	4,53	99,78	0,07
<i>Граниты с вкрапленной турмалиновой минерализацией</i>														
10	73,80	0,56	13,70	1,79	0,55	0,01	2,61	0,51	0,60	1,14	0,06	1,92	97,25	0,59
12	71,94	0,47	13,80	2,04	0,71	0,01	0,54	0,32	0,29	6,60	0,14	2,71	99,57	0,21
15-1	70,07	0,48	15,50	3,05	1,86	0,02	1,69	0,58	3,56	0,29	0,15	1,95	99,22	0,36
18	73,10	0,43	14,70	1,91	0,95	0,01	1,17	0,60	3,86	1,34	0,12	1,10	99,29	0,38
<i>Эксплозивные брекчии</i>														
4	73,60	0,53	12,50	2,63	0,55	0,02	2,83	0,68	0,69	0,33	0,03	1,98	96,37	0,52
5	72,30	0,50	13,70	1,88	1,72	0,01	2,77	0,63	0,74	0,13	0,11	2,13	96,62	0,56
<i>Кварцевые порфиры</i>														
592	72,00	0,45	15,30	0,50	0,34	0,02	0,18	0,37	3,86	3,84	0,12	2,18	99,16	0,26
592-1	72,60	0,45	14,70	2,26	0,39	0,01	1,28	0,37	0,19	0,44	0,59	4,80	98,08	0,36
<i>Диоритовые порфириты</i>														
592-3	69,40	0,82	13,40	3,40	0,95	0,01	3,68	0,50	0,18	0,05	0,36	2,11	94,86	0,51
<i>Лампрофиры</i>														
593	61,60	0,89	14,30	1,21	4,14	0,10	4,06	4,39	3,35	3,72	0,32	1,72	99,30	0,77

Примечание. Анализы выполнены в аналитическом центре Института геологии СО РАН (г. Улан-Удэ); Mg# = MgO / (MgO + Fe₂O₃).

Вмещают ФЭО гранит-порфиры амуджиканского комплекса. Порфировые выделения в них образованы таблитчатыми зернами плагиоклаза и округлыми зернами кварца размером до 2 см. Основная масса породы состоит из тонкозернистой

смеси кварца и плагиоклаза. Значение ASI гранит-порфиров колеблется от 0,94 до 1,19, что указывает на формирование их в коллизионной обстановке (табл. 1) [8]. На диаграмме Zr/Al₂O₃-TiO₂/SiO₂ гранит-порфиры попадают в поля как коллизионных, так и постколлизионных обстановок, а дайки кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров — постколлизионных (рис. 2) [17].

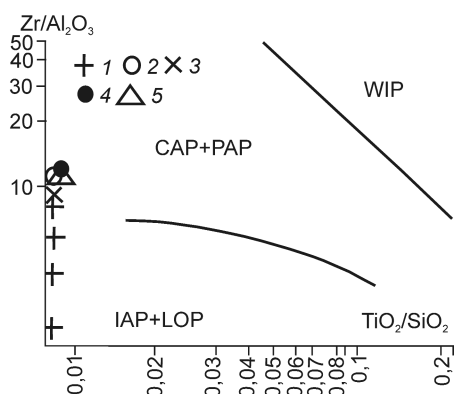


Рис. 2. Диаграмма Zr/Al₂O₃-TiO₂/SiO₂, по [17]:

геодинамические обстановки: WIP — внутриплитные, CAP+PAP — континентальных+постколлизионных дуг, IAP+LOP — океанических дуг (начальные+поздние); интрузии амуджиканского комплекса: 1 — гранит-порфиры, 2 — кварцевые порфиры, 3 — диоритовые порфириты, 4 — лампрофиры; 5 — eksploзивные брекчии

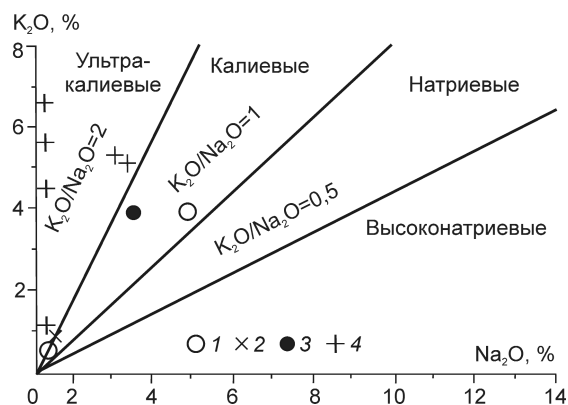


Рис. 3. Соотношение K₂O/Na₂O в интрузивных образованиях амуджиканского комплекса:

1 — кварцевые порфиры; 2 — диоритовые порфириты; 3 — лампрофиры; 4 — гранит-порфиры

2. Средние содержания элементов-примесей в взрывно-брекчиевых образованиях рудопроявления Куденица-Норина

As	Bi	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sn	Ti	V	Zn	Mg	Fe
<i>Гранит-порфиры (9)</i>													
120,2	6,1	9,7	61,2	11,0	0,6	15,1	45,5	6,2	207,5	27,7	59,1	0,3	0,1
<i>Гранит-порфиры осветленные (9)</i>													
90,7	2,5	9,5	128	10,3	1,1	8,7	125,5	5,0	212,5	53,7	62,0	—	0,1
<i>Гранит-порфиры с вкрапленной турмалиновой минерализацией (14)</i>													
161,2	3,7	15,3	89,6	40,1	1,1	32,8	198,2	6,8	205,0	40,5	76,7	0,6	1,8
<i>Брекчи с кварцево-турмалиновым цементом (13)</i>													
84,4	2,8	13,1	100,0	36,8	1,0	11,1	353,3	11,1	222,2	49,2	41,5	1,1	2,3

Примечание. Анализы выполнены методом ICP в фирме SGS (г. Чита); в скобках — число анализов; содержания элементов в г/т, Mg и Fe в %; «—» — нет данных.

Это подтверждает образование гранит-порфиров амуджиканского комплекса на заключительных этапах коллизионных процессов, а даек этого комплекса — в постколлизционное время.

В строении ФЭО отмечается определенная зональность. В центральной части южного участка размером 6×8 м в составе цемента содержание турмалина >45%. По мере удаления от центра брекчиевых тел содержание турмалина в цементе уменьшается. Вокруг ФЭО вмещающие граниты осветлены (каолинизированы).

Анализ распределения элементов-примесей во флюидно-взрывных брекчиях показал, что по сравнению с вмещающими гранитами они характеризуются повышенными содержаниями ряда

элементов мантийного профиля (Co, Ni, Cr, Mg) (табл. 2).

Для оценки глубин формирования флюидных систем в верхней и нижней частях земной коры используется отношение Eu/Sm [3]. В магматических очагах, функционировавших в верхней континентальной коре, значения Eu/Sm <0,2 [3]. Наибольшими глубинами магматических очагов характеризуются гранит-порфиры и взрывные брекчи, поскольку преобладающая часть значений Eu/Sm >0,2. Магматические очаги даек кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров (Eu/Sm <0,2) находились в верхней континентальной коре (табл. 3, 4).

Установлено, что субвулканические граниты, развитые на площади многих месторождений, являются продуктом внутрикамерной дифференциации исходной базитовой магмы. При кристаллизации магмы в верхней части магматической камеры существовали очаги с магмой кислого состава, в нижней — среднего и основного [15]. Первые были источниками даек кислого состава и оруденения, вторые — диабазов и лампрофиров. При одновременном раскрытии этих магматических очагов происходило смешение магм с образованием лампрофиров [15].

Для золоторудных полей Восточного Забайкалья характерно раз-

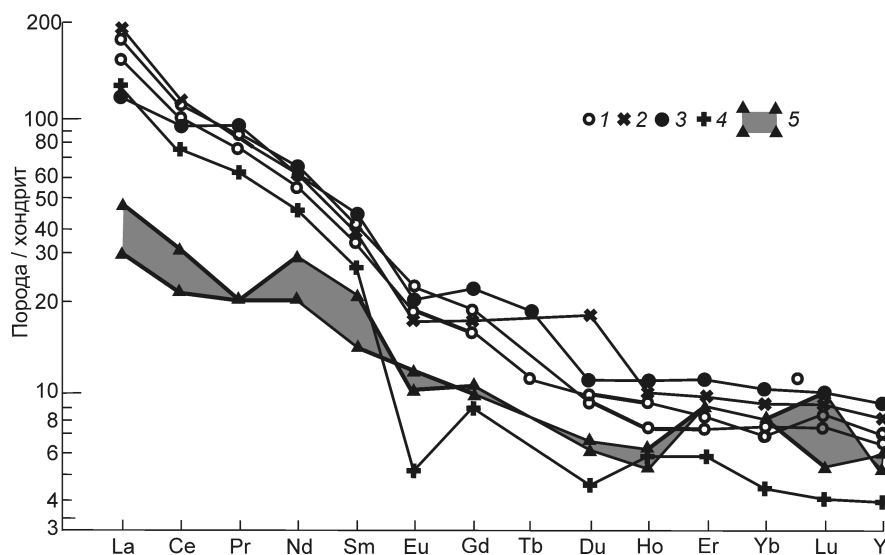


Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения редкоземельных элементов в интрузивных и флюидно-взрывных образованиях рудопроявления Куденица-Норина:

1 — кварцевые порфиры; 2 — диоритовые порфириты; 3 — лампрофиры; 4 — гранит-порфиры; 5 — флюидно-взрывные брекчи

3. Содержания редкоземельных, редких и рудных элементов во флюидно-эксплозивных образованиях проявления Куденица-Норина, г/т

Элементы	Номера проб								
	3-1	4	5	6-3	12	15	16	18	19
	<i>Редкоземельные</i>								
La	30,00	12,00	7,70	40,00	42,00	21,00	25,00	39,00	30,00
Ce	48,00	20,00	14,00	73,00	73,00	38,00	51,00	63,00	46,00
Pr	6,00	2,00	-	9,30	8,50	4,90	6,00	8,00	4,90
Nd	22,00	14,00	10,00	31,00	33,00	22,00	27,00	33,00	22,00
Sm	4,30	3,40	2,50	5,20	5,70	4,80	5,10	6,10	4,40
Eu	0,30	0,60	0,78	1,50	1,50	1,60	1,70	1,50	1,40
Gd	1,80	2,80	2,25	3,80	4,50	3,90	5,00	4,10	2,70
Tb	-	-	-	-	0,56	-	-	-	0,40
Dy	1,10	1,50	1,60	3,00	2,00	2,50	2,60	2,40	2,20
Ho	0,30	0,30	0,34	0,60	0,44	-	-	0,50	-
Er	0,89	1,40	1,45	1,40	1,00	1,50	1,20	1,50	1,40
Yb	0,73	1,30	1,30	1,50	1,20	1,40	1,30	1,50	1,50
Lu	0,10	0,13	0,29	0,32	0,16	0,25	0,20	-	0,18
Y	8,00	13,00	12,00	14,00	10,00	13,00	11,00	15,00	13,00
(La/Yb) _n	2,59	6,40	4,11	18,51	24,28	10,41	13,34	18,05	13,88
Eu/Eu*	0,33	0,59	1,00	1,03	0,91	1,13	1,03	0,92	1,24
ΣTR	123,5	72,43	54,21	184,6	183,5	114,8	137,1	175,6	130,1
	<i>Редкие и рудные</i>								
Zn	24	-	32	18	-	-	79	41	-
As	16	17	110	12	180	-	300	15	-
Pb	31	37	93	18	480	-	300	4	-
Rb	100	19	6	95	163	-	61	21	-
Sr	190	167	164	480	277	-	730	323	-
Y	6	11	8	11	7	-	10	6	-
Zr	100	140	140	150	130	-	140	116	-
Nb	8	9	8	7	5	-	6	2	-
Sn	2	15	12	4	14	-	5	2	-
Sb	10	13	27	11	38	-	42	8	-
Ba	450	50	66	890	1170	-	890	377	-
Rb/Sr	0,53	0,11	0,04	0,19	0,59	-	0,08	0,06	-

Примечание. Анализы проведены Л.А.Левантуевой, Т.И.Казанцевой, А.А.Цыреновой, Б.Ж.Жалсаревым в аналитическом центре Института геологии СО РАН (г. Улан-Удэ). Редкоземельные элементы определены ISP-AS методом, редкие и рудные — РФА методом. «-» — нет данных; 3-1 — гранит-порфиры, 6-3, 16 — гранит-порфиры каолинизированные, 10, 12, 15-1, 18 — гранит-порфиры с вкрапленной турмалиновой минерализацией, 4, 5, 19 — эксплозивные брекчии.

витие основных и щелочных интрузивных образований при преобладании калиевых щелочных разностей над натриевыми [2]. Основные источники золота здесь — глубокодифференцированные плутонические и вулканоплутонические производные шошонит-латитовой и известково-щелочной магм [10, 11]. Перечисленные особенности интрузивных образований в пределах золоторудных месторождений характерны и для рудопроявления Куденица-Норина. Гранит-порфиры амуджиканского комплекса здесь соответствуют высококалийному типу (рис. 3).

Петрохимические и геохимические особенности интрузивных и флюидно-эксплозивных образований рудопроявления Куденица-Норина указы-

вают на длительную историю и различные условия их формирования, а также, вероятно и на разные магматические очаги, из которых они образовались. Это подтверждается следующими данными:

анализ диаграммы $Zr/Al_2O_3-TiO_2/SiO_2$ свидетельствует об образовании гранит-порфиров на заключительных этапах коллизионного процесса, а даек и эксплозивных брекчии в постколлизионной обстановке;

магматические очаги гранит-порфиров и эксплозивных брекчии функционировали на более значительных глубинах ($Eu/Sm > 0,2$), чем даек кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров ($Eu/Sm < 0,2$);

4. Содержания редкоземельных элементов в дайках проявления Куденица-Норина, г/т

Элементы	Номера проб			
	591-2	592	592-1	593
	<i>Редкоземельные</i>			
La	44,80	40,5	47,60	31,00
Ce	79,00	67,10	79,00	62,00
Pr	8,40	7,40	8,50	8,70
Nd	31,30	27,00	30,30	30,00
Sm	6,37	5,50	5,91	6,90
Eu	1,31	1,12	1,03	1,20
Gd	4,00	3,60	3,90	4,70
Tb	-	0,46	-	0,73
Dy	2,34	2,50	2,70	3,20
Ho	0,41	0,52	0,58	0,70
Er	1,21	1,33	1,53	1,93
Yb	1,27	1,20	1,50	1,70
Lu	0,19	0,21	0,24	0,25
Y	13,20	14,40	16,40	19,10
(La/Yb) _n	2,35	23,41	22,02	12,66
Eu/Eu*	0,78	0,77	0,65	0,64
ΣTR	194,08	172,84	199,19	172,11
	<i>Редкие и рудные</i>			
Zn	-	27	70	64
As	280	51	4400	35
Pb	33	-	97	5
Rb	123	77	35	91
Sr	660	460	830	546
Zr	192	162	153	190
Nb	12	7	9	12
Sn	8	5	10	-
Sb	15	5	16	-
Ba	1560	870	684	840
Rb/Sr	0,19	0,17	0,04	0,16

Примечание. *Анализы проведены Л.А.Левантуевой, Т.И.Казанцевой, А.А.Цыреновой в аналитическом центре Института геологии СО РАН (г. Улан-Удэ) ISP-AS методом. 591-2, 592 — кварцевые порфиры, 592-1 — диоритовый порфирит, 593 — лампрофир.

различное распределение редкоземельных элементов в интрузивных и эксплозивных брекчиях отражает состав источников их образования. Так, наличие европиевого минимума типично только для гранит-порфиров ($Eu/Eu^*=0,33$) (рис. 4). Эксплозивные брекчии северного и южного участков по соотношениям $(La/Yb)_n$, Eu/Eu^* и ΣTR существенно отличаются, что говорит о разных обстановках их формирования (см. табл. 3). Так, ΣTR ФЭО южного участка 54,21–72,43 г/т, северного — 130,1 г/т;

интрузивные и эксплозивные породы характеризуются разными коэффициентами магнезиальности: наибольшими — лампрофиры, минимальными — вмещающие граниты. Коэффициенты магнезиальности диоритовых порфиритов и эксплозивных брекчий имеют близкие значения (см. табл. 1);

по степени дифференциации интрузивные и эксплозивные образования амуджиканского комплекса располагаются в таком порядке (от большей к меньшей): гранит-порфиры ($Eu/Eu^* 0,33$)→диоритовые порфириты ($Eu/Eu^* 0,64$)→лампрофиры ($Eu/Eu^* 65$)→кварцевые порфиры ($Eu/Eu^* 0,77, 0,78$)→эксплозивные брекчии ($Eu/Eu^* 0,59, 1,00, 1,24$).

Таким образом, рудопроявление золота Куденица-Норина приурочено к ФЭО, расположенным в узлах пересечений зон тектонических нарушений, трассируемых дайками кварцевых порфиров, диоритовых порфиритов и лампрофиров. Продуктивны на золотое оруденение зоны сульфидно-кварцевой минерализации, развитые в зонах тектонических нарушений. В строении ФЭО отмечается определенная зональность: центральные части характеризуются повышенными содержаниями турмалина, по мере удаления от центра его концентрация уменьшается. Петрохимические и геохимические особенности интрузивных и эксплозивных образований свидетельствуют о формировании их из разных магматических очагов, являющихся, вероятно, производными единой базитовой магмы. Образование из одного магматического источника подтверждается принадлежностью интрузивных и эксплозивных пород к высококалевому типу, а из различных — неодинаковыми коэффициентами магнезиальности, соотношениями $(La/Yb)_n$, Eu/Eu^* и ΣTR .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Б.Н.* О рудоносности флюидно-эксплозивных структур Дарасунского рудного района // Вестн. Иркутского государственного технического университета. 2012. Т. 63. № 4. С. 43–46.
2. *Бородаевская М.Б.* Некоторые петрохимические особенности золотосных магматических формаций и типы связанных с ними золоторудных месторождений СССР // Тр. Первого Всесоюзного петрографического совещания «Магматизм и связь с ними полезных ископаемых». М., 1960. С. 211–220.
3. *Винокуров С.Ф.* Европиевые аномалии в рудных месторождениях и их геохимическое значение // ДАН. 1996. Т. 346. С. 792–795.
4. *Возраст и источники магматизма и золоторудной минерализации Дарасунского рудного района, Восточное Забайкалье: данные Rb-Sr, K-Ar и Pb-Pb (MC-ICP-MS) методов / И.В.Чернышов, А.В.Чугаев, В.Ю.Прокофьев и др. // Мат-лы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2012. С. 364–366.*
5. *Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектонические позиции рудных проявлений золота в Забайкалье / Ю.А.Зорин, В.Г.Беличенко, И.Г.Рутштейн и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 104–112.*

6. *Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.* Геодинамика и металлогения Монголо-Охотского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
7. *Зорина Л.Д., Смирнов В.Н., Куликова З.И.* Использование К-Аг дат для обоснования этапности развития Дарасунского рудного района (Восточное Забайкалье) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Всесоюзного совещания. Киев, 1990. С. 188–190.
8. *Интерпретация геохимических данных. Учебное пособие / Под ред. Е.В.Склярова.* – М.: Интермет Инжиниринг, 2001.
9. *Куликова З.И., Гулина В.А., Зорина Л.Д.* Индикаторная роль эксплозивных брекчий в генезисе Теремкинского золоторудного месторождения // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 61–72.
10. *Куликова З.И., Зорина Л.Д.* Рудогенерирующие гранитоиды амуджиканского комплекса Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) // Мат-лы совещания «Современные проблемы геохимии». Иркутск, 2012. С. 87–90.
11. *Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Кутаев Н.А.* Золотосносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: Гео, 2006.
12. *Туговик Г.И.* Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. – М.: Наука, 1984.
13. *Фогельман Н.А.* Тектоника мезозойского сводового поднятия и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1968. Вып. 84.
14. *Фогельман Н.А.* Рудоносные эксплозивные брекчии крипто-вулканических аппаратов // ДАН СССР. 1969. Т. 188. № 6. С. 1350–1357.
15. *Хомичев В.Л.* Плутоны–Дайки–Оруденение. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 2010.
16. *Шимановский В.А., Фалькин Е.М.* Зоны континентального спрединга и их интегральная петрохимическая зональность на примере Дельмачикского вулканодайкового пояса // Мат-лы конференции «Геодинамика, структура и металлогения складчатых поясов юга Сибири». Новосибирск, 1991. С. 77–79.
17. *Muller D., Groves D.L.* Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. – Berlin: Springer, 2007.

АППАРАТУРНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И ТЕХНОЛОГИИ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ



УДК 622.767.725

© В.А.Чантурия, Г.П.Двойченкова, О.Е.Ковальчук, Е.Г.Коваленко, 2013

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АЛМАЗОВ В УСЛОВИЯХ ПЕРЕРАБОТКИ ВТОРИЧНО ИЗМЕНЕННЫХ КИМБЕРЛИТОВ

**В.А.Чантурия (РАН), Г.П.Двойченкова (СВФУ им. М.К.Аммосова, ИПКОН РАН),
О.Е.Ковальчук (НИГП АК «АЛРОСА»), Е.Г.Коваленко (МГОК АК «АЛРОСА»)**

В условиях переработки вторично измененных кимберлитов на поверхности алмазных кристаллов зафиксированы минеральные примеси в виде тонкого слоя тонкодисперсных (<10 мкм) глинистых минералов. Исследованы структурно-химические свойства нанообразований на поверхности природных алмазов, снижающих их гидрофобные свойства и, соответственно, технологическую эффективность извлечения физико-химическими методами.

Ключевые слова: алмаз, минеральные примеси, обогащение, кимберлит, гидрофобный, гидрофильный, пленки, техногенный, тонкодисперсный, нанообразования.

Чантурия Валентин Алексеевич, Двойченкова Галина Петровна, dvoigp@mail.ru, Ковальчук Олег Евгеньевич, Коваленко Евгений Геннадиевич

EXTRACTABILITY OF DIAMONDS VS. SUPERGENIC ALTERATIONS OF HOSTING KIMBERLITES

V.A.Chanturia, G.P.Dvoichenkova, O.E.Koval'chuk, E.G.Kovalenko

When processing supergenically altered kimberlite, some mineral impurities as very thin coatings composed of very fine-grained (<10 μm) clay minerals were observed by authors at the surfaces of the diamond crystals. Structural and chemical properties of these nanoparticle aggregates were studied. As established, these hamper hydrophobic properties of diamonds and, accordingly, technological efficiency of the diamond extraction employing physico-chemical methods.

Key words: diamond, mineral impurities, beneficiation, kimberlite, hydrophobic, hydrophilic, coatings, manmade, fine-grained, nanoparticles.

В настоящее время алмазы добывают в 26 странах мира. В тройку лидеров входят Ботсвана, Россия и ЮАР, на долю которых приходится 62% их мировой добычи. Существующие технологии извлечения алмазов из коренных и россыпных месторождений определяются свойствами основного извлекаемого компонента — алмаза, минеральным составом вмещающих пород, а также крайне низким содержанием алмазов в сырье и высокой их ценностью. При среднем содержании алмазов в коренных месторождениях около 1 кар/т ($2 \cdot 10^{-5}\%$) и практически 100%-ном содержании в конечной продукции степень концентрации должна достигнуть $2 \cdot 10^5\%$. Таких значений не получают при обогащении ни одного вида руд цветных и благородных металлов. Даже при обогащении золотосодержащих руд степень концентрации не превышает $2 \cdot 10^4\%$.

Согласно литературным данным [4], в объеме кристаллов алмаза все атомы углерода связаны между собой ковалентными σ -связями, в то же время на поверхности кристалла атомы углерода

имеют незанятые орбитали («свободные» валентности, «оборванные» связи), расположение и направление которых зависит от ориентации граней относительно кристаллической решетки алмаза. В алмазе у каждого поверхностного атома углерода на гранях октаэдра и ромбододекаэдра имеется по одной свободной валентности, а на грани куба — по две.

Судьба таких незанятых орбиталей может быть различной. Во-первых, то, что они останутся незанятыми, маловероятно, так как даже при раскалывании кристалла алмаза в высоком вакууме не более 1% атомов углерода на сколах имеют незапаренный электрон [4]. Во-вторых, возможно замыкание «свободных» валентностей у соседних атомов углерода с образованием двойных $C=C$ -связей и изменением валентного состояния этих атомов до sp^2 -состояния, так называемая реконструкция поверхности [1]. В-третьих, чаще всего возможно насыщение этих валентностей разными атомами и функциональными группами с образованием раз-

личного функционального покрова, что показано многими исследователями [1, 5–7]. Последнее тесно связано с рудообразованием, в процессе которого на содержащихся в кимберлитах алмазах формируются полиминеральные нанобразования и функциональный покров.

Функциональный покров представлен молекулами соединений (CO, CO₂, N, H₂O и др.), сорбированными наноповоротностью алмазов, которые могут присутствовать на доступном уровне или в «захлопнутых» порах. Другая часть атомов обязательно находится в составе функциональных поверхностных групп, которые являются не примесями, а неотъемлемой частью наномолекулы, подобно кислороду, азоту и др., входящим в состав функциональных групп производных углеводородов. Функциональные группы могут разрушаться, обмениваться на другие, но они всегда присутствуют на поверхности алмазов, макрокристаллов и зернах порошков алмаза. Природа функционального

покрова, зависящая от условий его формирования, влияет на физические и химические свойства наноповоротности алмаза [6].

В целом наличие полиминеральных пленок и функционального покрова на алмазах определяет физикохимию поверхности кристаллов, их адсорбционную и адгезионную способность, гидрофильно-липофильное и энергетическое состояние поверхности, т.е. те свойства поверхности, от которых зависит полнота извлечения алмазов при обогащении кимберлитов.

Как показывает практика последних лет, основные проблемы при обогащении алмазосодержащего сырья возникают при извлечении так называемых мелких классов (-5 мм) с применением процессов липкостной и пенной сепараций, проведение которых основано на естественной гидрофобности поверхности кристаллов. Технологические свойства алмазов, извлекаемых методами липкостной и пенной сепараций, оцениваются степенью гидрофобности алмазных кристаллов, которая достаточно высока у природных алмазов.

Поверхностные свойства алмаза, на которых базируются такие процессы их извлечения, как пенная и липкостная сепарации, определяются в основном следующими фак-

1. Характеристика нанобразований на алмазах с различным типом поверхности (РФС)

Элементы, % ат.				C=C	O	(? Si Fe Mg)/C	O/C	Площадь пленки, %	Гидрофобность, %
Si	Fe	Mg	Сумма примесей						
<i>Гидрофобные алмазы</i>									
1,4	0,7	1,3	81,6	15,0	0,04	0,18	23/80	0	
3,4									
<i>Природно-гидрофильные алмазы</i>									
3,8	4,2	4,5	63,5	24,0	0,20	0,33	73/180	0	
12,5									
<i>Техногенно-гидрофильные алмазы</i>									
1,4	0,9	1,6	78,1	17,5	0,06	0,22	50/120	53	
4,4									

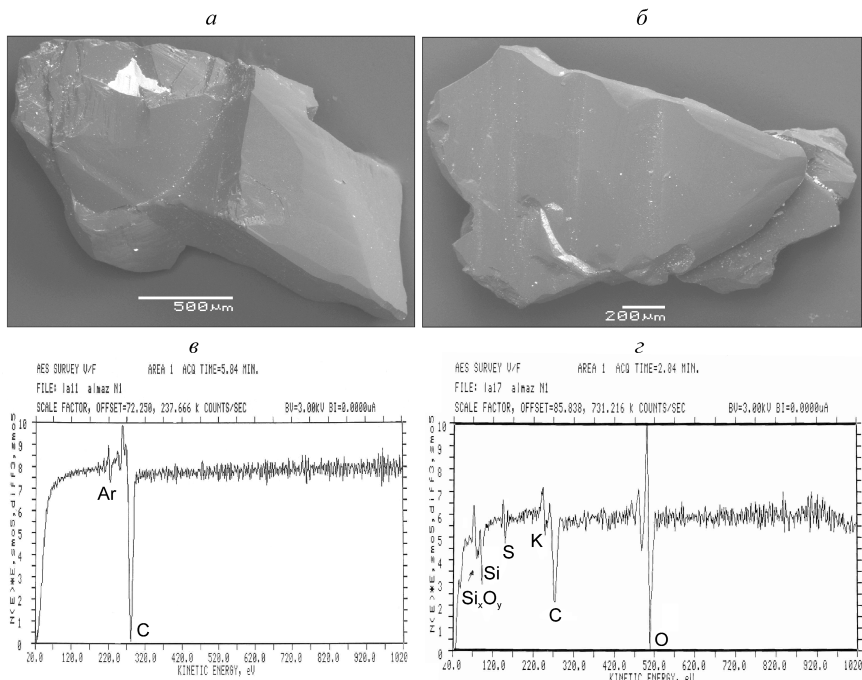


Рис. 1. Исследование алмазов методом ОЖЕ-спектроскопии:

а, в — гидрофобный алмаз; *б, з* — гидрофильный алмаз

торами: площадью и глубиной проникновения поверхностной примесной пленки, качественно-количественным и фазовым составами в ней элементов.

Исследования в ИПКОН РАН и ИГЕМ РАН с использованием коллекции природных алмазов показали, что природная гидрофобность поверхности алмазов, необходимая для их извлечения из рудной массы методами липкостной и пенной сепараций, нарушается в процессах рудообразования и рудоподготовки. На кристаллах алмаза происходит сорбция химических элементов различного качественно-количественного состава. В табл. 1 приведены обобщенные данные РФС по интегральной характеристике первичных нанообразований на алмазах с гидрофобной и гидрофильной поверхностями кристаллов. Из сравнения выделенных типов алмазов видно, что, помимо указанных различий в структуре и составе поверхности, площадь и глубина проникновения бронирующей пленки на гидрофобных кристаллах в два раза меньше, чем на гидрофильных (см. табл. 1).

Методом ОЖЕ-спектроскопии выявлены основные различия элементного и фазового составов нанообразований (на глубине от 3 до 180 нм) на природных алмазах с различным гидрофильно-липофильным состоянием поверхности (рис. 1).

Анализ полученных данных показал, что различие в поверхностных свойствах алмазов с гидрофобной и гидрофильной поверхностями связано со структурой высокоэнергетической части спектра $1s$ электронов углерода. Вблизи основной связи ($C=C$), равной 285 эВ, соответствующей чистому алмазу, фиксируются два других сигнала, характеризующих сорбирование алмазом кислородно-углеродных группировок. В результате идентификации данных установлено, что гидрофобные алмазы покрыты слоем CO_2 газа и $H-CO_3$ радикалами, а гидрофильные — достаточно устойчивым слоем карбонатов. В сравнении с гидрофобными алмазами природно-гидрофильные кристаллы содержат на поверхности до 10% полиминеральных примесей (Mg, Si, Fe) в виде карбонатов, магниевых силикатов типа талька и гидратированной формы

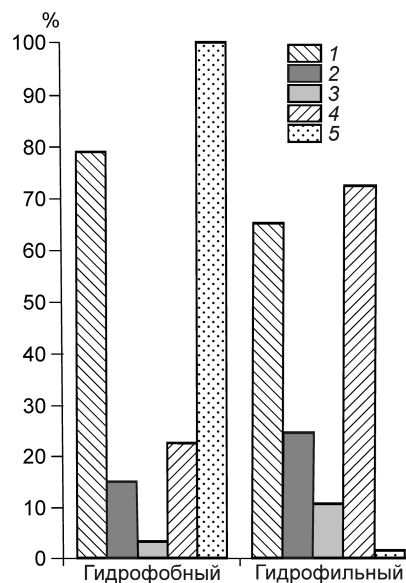


Рис. 2. Зависимость гидрофобности алмазов от элементного и фазового составов примесей на их поверхности:

1 — углерод; 2 — кислород; 3 — примеси; 4 — площадь пленки; 5 — гидрофобность

окиси Fe с площадью простираения примесной пленки $>70\%$.

Влияние элементного и фазового составов нанообразований на гидрофобность поверхности алмазных кристаллов и, соответственно, на эффективность их технологических свойств представлено на рис. 2.

Комплексом выполненных исследований выявлено, что на формирование первичных полиминеральных нанообразований на поверхности алмазов существенное влияние оказывают вещественный состав и степень изменчивости кимберлитов. Алмазы из кимберлитов верхних горизонтов (с высокой степенью изменчивости и содержанием вторичных минералов 80–90%) извлекаются в процессе пенной сепарации лишь на 20% и менее. Извлечение алмазов из кимберлитов нижних горизонтов (с низкой степенью изменчивости и содержанием

2. Вещественный состав и степень изменчивости кимберлитов

Горизонт	Осадочный глинисто-карбонатный материал, %	Вторичные минералы, %			Гидротермальные минералы, %	Степень изменчивости, %
		Серпентин, кальцит	Доломит	Флогопит, хлорит		
Нижний	~10	25	10–20	~10	Пирит, маккинавит	Низкая
Верхний	~20	20	>50	8–10	Кварц, магнетит	Высокая

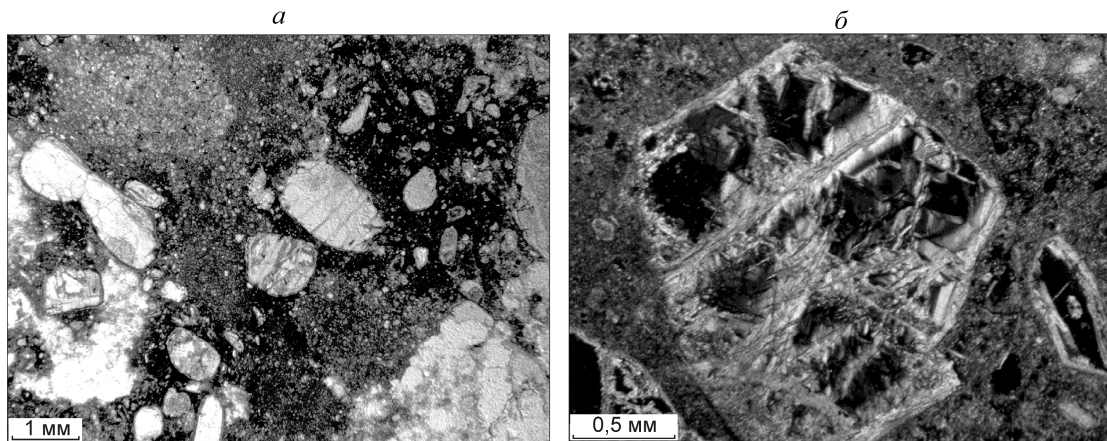


Рис. 3. Вторично измененный кимберлит рудника Интернациональный:

a — неоднородная (аволитоподобная) текстура кимберлита; *б* — псевдоморфоза серпентина, талька и кальцита по оливину

вторичных минералов до 50%) достигает 80% и более, что, по-видимому, обусловлено качественно-количественной характеристикой поверхностных нанообразований на кристаллах, зависящей от минерального состава исследуемых кимберлитов и степени их изменчивости (табл. 2).

Для подтверждения данного факта в НИГП АК «АЛРОСА», ИПКОН РАН, МПТИ СВФУ выполнены экспериментальные исследования состава вторично измененных кимберлитов трубки Интернациональная. Изучено гидрофобно-гидрофильное состояние поверхности алмазных кристаллов, не извлекаемых методом пенной сепарации. Образцы кимберлитов (рис. 3) исследованы на микроанализаторе Superprobe JXA-8800-R. Установлено, что вторично измененные кимберлиты по составу соответствуют кимберлитам, подвергшимся выветриванию, в которых серпентин частично преобразован в глинистые минералы и тальк (см. рис. 3, *a*) или выделяются вкрапленники темно-зеленого, почти черного цвета, представляющие собой псевдоморфозы вторичных минералов по оливину (см. рис. 3, *б*).

В составе псевдоморфоз по оливину, помимо серпентина, наблюдались магнезиальные смектиты, близкие по составу к сапонитам из жил в доломитизированных известняках. Карбонатная состав-

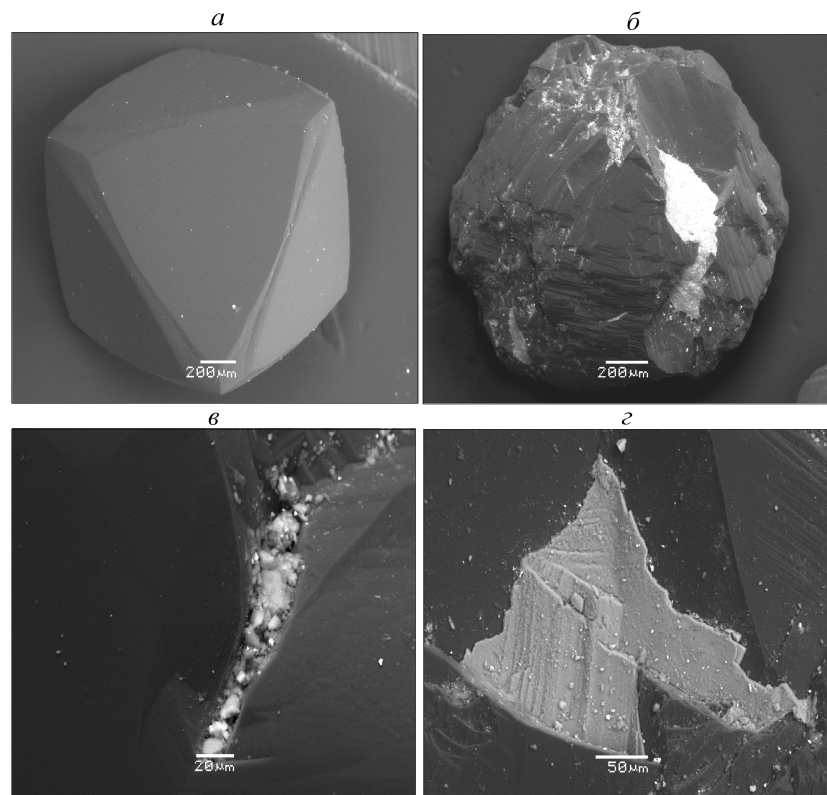


Рис. 4. Внешний вид минеральных примесей:

a — на ровной поверхности алмаза; *б* — во впадинах; *в* — в трещинах и сколах; *г* — на ступенях роста кристалла и во впадинах

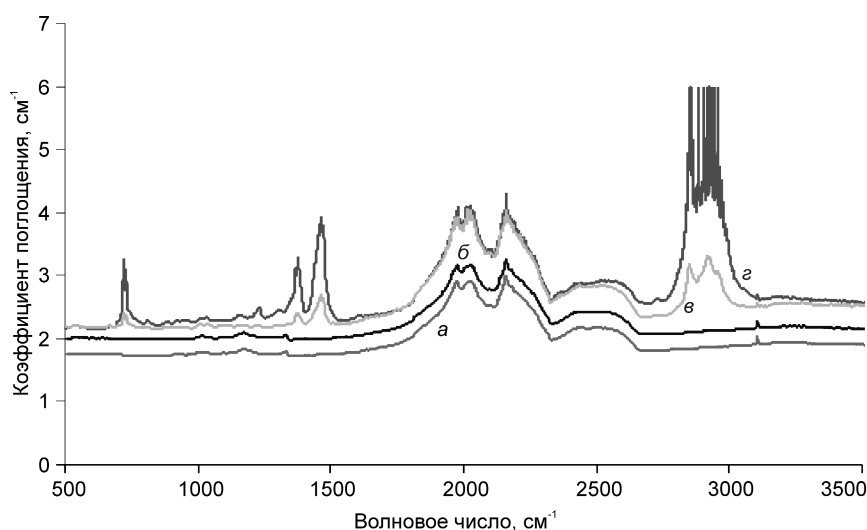


Рис. 5. ИК-спектры поглощения чистого алмаза (а), с минеральными примесями (б, в, з)

ляющая представлена кальцитом, доломит не обнаружен, силикатная — серпентином, сапонитом и тальком. Кроме того, некоторые глинистые минералы имеют промежуточный между тальком и сапонитом состав, отличаясь лишь повышенным количеством глинозема (>50%). Глинистые минералы составляют 87–96% связующей массы. В связующей массе изученных образцов обнаружено большое видовое разнообразие глинистых минералов, как обычных (тальк, сепиолит, слюда, серпентин, хлорит) и редких (Na-сапонит) для кимберлитов Якутии, так и нехарактерных (смешанослойные образования — тальк-сапонит и хлорит-сапонит). Общим для всех образцов является наличие в их составе глинистых минералов со смектитовыми пакетами: Na-смектит, смешанослойные тальк-смектит и хлорит-смектит. Именно эти минералы могут быть источником проблем, возникающих при обогащении, поскольку их частицы со свободным зарядом поверхностно-активны и способны к катионному обмену. Диагностируемый Na-сапонит в межслоевых подвижных промежутках имеет катион Na^+ , связанный с молекулами H_2O . В образцах неизмененного кимберлита глинистые минералы и тальк не обнаружены.

Методами оптической микроскопии, инфракрасной спектроскопии и микрорентгеноспектрального

анализа на поверхности алмазных кристаллов, извлеченных из вторично измененных кимберлитов, установлены вторичные минеральные примеси (минеральные примазки), блокирующие их природные активные (гидрофобные) свойства. Минеральные примеси зафиксированы в виде тонкого слоя тонкодисперсных (<10 мкм) глинистых минералов (минеральная «присыпка» на поверхности кристалла). Они покрывают большую часть поверхности кристаллов и могут визуально наблюдаться с помощью оптической микроскопии или в режиме электронного микроскопа (рис. 4) в отраженных электронах. На большинстве кристаллов идентификация примесей выполнена методом инфракрасной спектроскопии.

В спектрах исследуемых алмазов (рис. 5) зафиксированы дополнительные к алмазным полосы в области 455, 670, 880, 1012, 1450 и 3670 cm^{-1} . В алмазах трубки Интернациональная в спектрах ИК-поглощения отмечаются полосы, ответственные за собственное решеточное поглощение (колебания вдоль связи C–C), структурные дефекты, вызванные наличием примеси азота в различных его формах (дефекты A, B1, B2), а также колебание вдоль связей Si–O и групп OH. По характеру расположения линий Si–O и OH в ИК-спектрах идентифицировано наличие на алмазах силикатов, аналогичных тальку. При идентификации состава минеральных примесей, выполненной методом инфракрасной спектроскопии, вы-

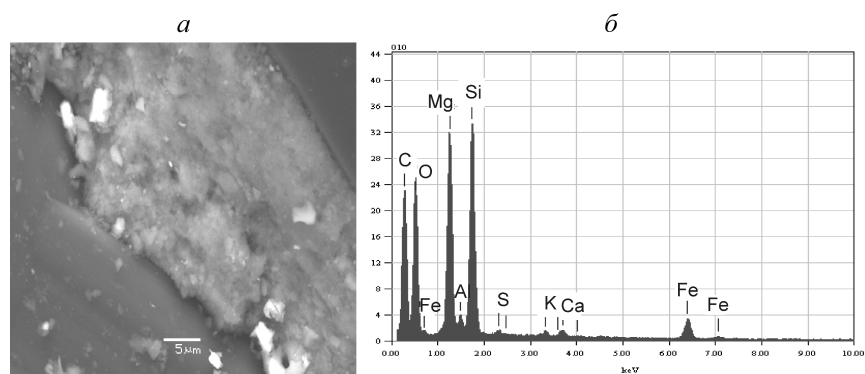


Рис. 6. Тальк-смешанослойное смектитовое образование на поверхности алмаза (а), результаты ее микрорентгеноспектрального анализа (б)

явлено достаточно высокое содержание в них кислорода и алюминия (табл. 3, рис. 6).

Таким образом, особенностью минеральных примазок является наличие смектитовых слоев с дополнительными группами OH- и кремнекислородных тетраэдров с Al^{3+} , обладающих нескомпенсированным поверхностным зарядом. Изменение технологических свойств алмазов в исследуемых условиях подтверждено также изменением степени смачиваемости поверхности кристаллов. Проведенными замерами угла смачивания установлено, что чем более тонкодисперсными силикатами покрыт кристалл, тем меньше угол смачивания. Зафиксировано также,

3. Результаты определения химического состава примазок на алмазах трубки Интернациональная

Label	O	Na	Mg	Al	Si	S	Cl	K	Ca	Ti	Fe
d1	64,0	0,0	11,2	3,3	18,1	0,0	0,2	1,1	0,6	0,1	1,4
d1-1	69,4	0,0	11,7	1,1	15,0	0,0	0,1	0,1	1,0	0,0	1,5
d1-2	68,5	0,0	2,1	5,9	18,3	0,1	0,1	4,6	0,1	0,0	0,4
d1-3	63,4	0,0	12,9	2,8	18,0	0,1	0,0	0,4	0,8	0,1	1,4
d1-4	59,9	0,0	12,9	3,2	20,5	0,0	0,1	1,3	0,5	0,1	1,6
d2-3	68,1	0,3	9,6	3,4	14,1	0,1	0,5	1,0	0,5	0,2	2,2
d3-4	59,5	1,8	11,1	3,1	18,1	0,0	1,2	1,4	0,8	0,1	2,9
d3-5	67,3	2,8	11,4	1,8	13,3	0,1	1,5	0,3	0,4	0,3	0,8
d4-4	47,0	0,5	19,3	3,2	23,9	0,0	1,9	0,3	1,3	0,0	2,5

колотые поверхности более плотно и равномерно покрыты минеральной присыпкой по сравнению с ростовыми поверхностями алмаза (рис. 7).

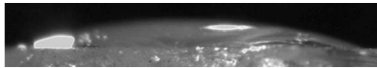
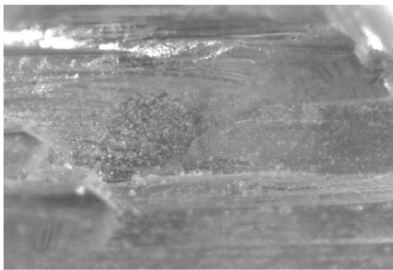
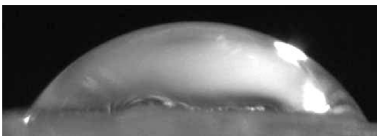
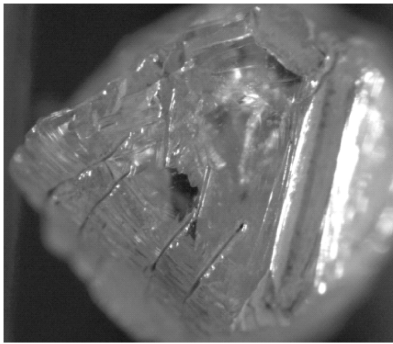
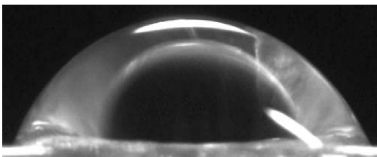

Характеристика поверхности	Углы смачивания	Фото поверхности
Полное смачивание, поверхность равномерно покрыта тонкодисперсной минеральной присыпкой	15–30° 	
Гидрофильная поверхность, имеются чистые области, основное скопление тонкодисперсных минералов во впадинах	30–60° 	
Относительно чистая поверхность, тонкодисперсные минеральные присыпки в ростовых углублениях	>60° 	

Рис. 7. Смачиваемость алмазов трубки Интернациональная

Итак, как показали исследования, вторично измененные кимберлиты по составу соответствуют выветрелым, в которых серпентин частично или полностью преобразован в глинистые минералы. Обнаруженные глинистые минералы имеют размер кристаллитов порядка 0,001–0,01 мкм, т.е. находятся в пределах границ наноминералов. Глинистые минералы представлены (%) тальком 26–34, тальк-сапонитом, хлорит-сапонитом или Na-сапонитом до 60, слюдой до 12, серпентином до 4, хлоритом ~1, галитом ~1.

Алмазы, извлекаемые из коренных месторождений, не содержащих вторично измененных кимберлитов, практически не меняют своей природной гидрофобности и хорошо извлекаются пенной сепарацией. На поверхности алмазов, извлеченных из вторично измененных кимберлитов, наблюдаются минеральные примеси (примазки) в виде тонкого слоя тонкодисперсных (<10 мкм) глинистых минералов. Методом инфракрасной спектроскопии зафиксированы связи CH_2 , CH и NOH , OH^- , коррелирующие с обнаруженными минеральными примесями на поверхности алмазов, и водород, связанный с углеродом кристаллической решетки алмаза. Методами сканирующей рентгенографии, РФС и ОЖЕ-спектроскопии установлены основные различия элементного и фазового составов нанобразований (на глубине до 180 нм) на природных алмазах с различным гидрофильно-липофильным состоянием поверхности.

Вскрыт механизм гидрофилизации природно-гидрофобных алмазов в результате адсорбции на их поверхности полиминеральных компонентов с образованием гидросиликатной пленки на глубину до 160 нм, что в два раза снижает их гидрофобность.

Наличие на поверхности алмаза полиминеральных пленок и гидроокисных соединений, определяющих гидрофильность кристаллов, требует поиска решений по их модификации, деструкции и растворению в целях повышения его гидрофобности, очистки, а также улучшения качества кристаллов.

В настоящее время специалистами институтов ИПКОН РАН, СВФУ и Якутнiproалмаз научно обоснованы и испытаны в условиях предприятий АК «АЛРОСА» методы электрохимических воздействий на водные системы, рудные пульпы и минеральные компоненты. Использование продуктов электролиза воды, характеризующихся широким диапазоном значений окислительно- восстано-

вительных свойств (E_h от -800 мВ до $+1200$ мВ, $\text{pH}=1,5-12$), позволяет в процессах кондиционирования на 80–90% очищать поверхность алмазов от карбонатно-силикатных и железистых соединений, что повышает их гидрофобность и выход в готовый продукт. Экспериментальная проверка электрохимической технологии водоподготовки для липкостной и пенной сепараций показала возможность повысить извлечение алмазов в вышеуказанных пределах на 5 и 18% соответственно.

Работа выполнена в рамках Программы ОНЗ-5 «Наночастицы: условия образования, методы анализа и извлечения из минерального сырья».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Механизм пассивации и активации поверхности алмазов при переработке алмазосодержащих руд / В.А.Чантурия, Э.А.Трофимова, Ю.П.Диков и др. // Обогащение руд. 1999. № 3. С. 36–39.
2. Природные алмазы России / Под ред. В.Б.Кваскова. – М.: Полярон, 1997.
3. Разработка и внедрение электрохимической технологии водоподготовки при обогащении алмазосодержащих кимберлитов / В.П.Дюкарев, В.Т.Калитин, А.Ф.Махрачев и др. // Горный журнал. 2000. № 7. С. 65–68.
4. Связь поверхностных и технологических свойств алмазов при обогащении кимберлитов / В.А.Чантурия, Э.А.Трофимова, Ю.П.Диков и др. // Горный журнал. 1998. № 11–12. С. 52–56.
5. Трофимова Э.А., Диков Ю.П., Богачев В.И., Двойченкова Г.П. Электрохимическая технология водоподготовки в процессах обогащения алмазосодержащих кимберлитов // Развитие новых научных направлений и технологий освоения недр Земли. К 275-летию РАН и 40-летию ОГГГН РАН. М., 2000. С. 116–127.
6. Трофимова Э.А., Зувев А.В., Двойченкова Г.П., Богачев В.И. Эффективность применения бездиафрагменной электрохимической пробоподготовки в процессах обогащения алмазосодержащих кимберлитов // Развитие идей И.Н.Плакшина в области обогащения полезных ископаемых и гидрометаллургии. М., 2000. С. 131–133.
7. Surface properties of diamonds in kimberlites processing / V.Chanturiya, V.Zuev, E.Trofimova et al. // XXI International Mineral Processing Congress. Edited by Paolo Massacci University of Rome «La Sapienza» Department of Chemical, Raw Material and Metallurgical Engineering, Rome, Italy, 2000. Vol. B. P. 9–16.

ДИСКУССИИ

В редакцию журнала поступили статьи с описанием методов оценки прогнозных ресурсов по геохимическим данным. Рукописи статей по просьбе редколлегии проанализированы специалистами, постоянно рассматривающими и апробирующими прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых. Попытки повысить надежность оценки прогнозных ресурсов на ранних стадиях ГРР, по их мнению, заслуживают внимания, однако предложенные методы единодушно признаны недостаточно обоснованными и не подготовленными для апробации и практического использования. Конкретные замечания помещены после текста статей. Приглашаем заинтересовавшихся коллег откликнуться на данную публикацию.

УДК 550.842.2:553.43/.48 (497.2)

© С.Д.Бояджиев, А.А.Матвеев, С.А.Миляев, 2013

ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ Pb, Zn, Cu, Au БОЛГАРИИ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

С.Д.Бояджиев (Софийский университет), А.А.Матвеев (МГУ), С.А.Миляев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

На основании количественного анализа геохимических данных по Родопской и Среднегорской металлогеническим зонам и рудным районам в их пределах с промышленными месторождениями Pb, Zn, Cu, Au определены прогнозные геохимические ресурсы территории и даны рекомендации на проведение дальнейших поисковых работ.

Ключевые слова: прогнозные геохимические ресурсы, вторичные ореолы рассеяния.

Бояджиев Стефан Добрев, zastefaka@abv.bg, Матвеев Алексей Алексеевич, aamatveev@fromru.com, Миляев Сергей Анатольевич, metallogeny@tsnigri.ru

ESTIMATE OF EXPECTED RESOURCES Pb, Zn, Cu, Au GEOCHEMICAL DATA FOR BULGARIA

S.D.Boyadjiev, A.A.Matveev, S.A.Milyaev

Based on the quantitative analysis of the geochemical data in Rhodope and Srednegorska metallogenic zones and located in their areas ore districts with the ore deposits of industrial Pb, Zn, Cu and Au are defined their forward-geochemical resources and recommendations to carry out further exploration.

Key word: looking geochemical resources, secondary haloes.

Вопросы количественной интерпретации геохимических аномалий и оценки прогнозных ресурсов рудных полей, месторождений, рудных зон, отдельных рудных тел по результатам поисковых и детальных литохимических съемок разработаны и подтверждены практикой поисково-разведочных работ в рудных районах бывшего СССР и зарубежных стран, благодаря основополагающим трудам А.П.Соловова, Е.М.Квятковского, В.В.Поликарпочкина, Р.И.Дубова, С.В.Григоряна и др. [9]. Методы оценки прогнозных ресурсов рудных объектов более высоких иерархических уровней (рудные узлы, рудные районы, металлогенические зоны) для территории Российской Федерации в настоящее время разрабатываются коллективами геохимиков МГУ (А.А.Матвеев, Ю.Н.Николаев, А.В.Аплеталин), ИМГРЭ (А.А.Головин, А.А.Кременецкий) и других организаций. Принципы составления обзорных мелкомасштабных прогнозно-геохимических карт с количественной оценкой суммарных ресурсов для

территории Болгарии разработаны в недостаточной степени [3].

Территория Болгарии охватывает часть Мизийской платформы (на севере), почти целиком Родопский массив (на юге) и северную часть Альпийского складчатого пояса между ними, известную как Балканиды [2]. По геологическим, структурным, магматическим особенностям она разделена на Родопскую, Среднегорскую, Балканскую и Мизийскую металлогенические зоны [18] (рис. 1). Облик Родопской металлогенической зоны определяют жильные свинцово-цинковые месторождения (имеющие основное промышленное значение), а также месторождения хромитов и шеелита. Среднегорская зона характеризуется медными и железорудными месторождениями, Балканская — полиметаллическими (стратиформными), золоторудными и железорудными, Мизийская — осадочными железа, марганца, соли, гипса, каолина.

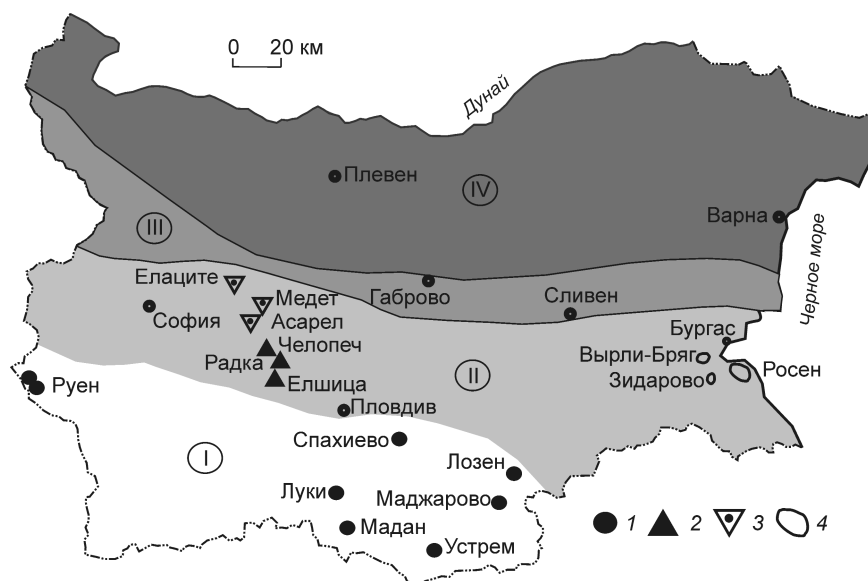


Рис. 1. Металлогенические зоны и рудные месторождения Болгарии:

зоны: I — Родопская, II — Среднегорская, III — Балканская, IV — Мизийская; месторождения: 1 — свинцово-цинковые жильные, 2 — медноколчеданные, 3 — медно-порфировые; 4 — рудные поля

По Родопской и Среднегорской металлогеническим зонам авторами собраны наиболее полные данные литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния.

Родопская металлогеническая зона сложена метаморфическими породами, разделенными на две свиты: нижнюю архейскую, представленную мраморами, гранитизированными гнейсами и гранито-гнейсами, и верхнюю протерозойскую из мраморов, амфиболитов и сланцев. Контакт свит тектонический [2]. Докембрийские метаморфические и интрузивные породы рассечены телами серпентинизированных перидотитов и дунитов, вероятно, герцинского возраста. В позднем мелу Родопский массив раскололся на отдельные блоки. На протяжении этого времени происходило интенсивное опускание Восточно-Родопского мегаблока вдоль Центрально-Родопского глубинного разлома. Начиная с эоцена по плиоцен включительно в восточной части существовали озерные и мелководные морские бассейны. В эоцене, олигоцене и миоцене проявился интенсивный магматизм с продуктами среднего (в восточной части) и кислого (в центральной части) составов, представленными андезитами, риолитами и их туфами. Широко распространены также малые интрузии и дайки монционитового, гранодиоритового и гранитного составов [2].

По условиям залегания, морфологическим и текстурно-структурным особенностям оруденения выделяется три основных типа рудных тел: рудные

жилы, жильные и штокверковые зоны прожилков и кварц-карбонат-галенит-сфалеритовой вкрапленности, приуроченные к разломам, секущим осадочные и магматические породы; метасоматические пластообразные тела сплошных и гнездово-вкрапленных руд, согласных со сланцеватостью и слоистостью скарнированных вмещающих пород; приконтактные скарновые тела, локализованные в экзоконтакте осадочных пород и эндоконтакте магматических образований [1]. Главные рудные минералы — галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, второстепенные — теннантит, тетраэдрит, арсенопирит, минералы серебра (полибальит, пираргирит, акантит, самородное серебро и др.), самородное золото, электрум, сульфосоли висмута. Жильные минералы представлены кварцем, родонитом, родохрозитом, кальцитом, манганокальцитом.

Основные свинцово-цинковые объекты Родопской металлогенической зоны (см. рис. 1) — месторождения Руен, Мали Руен (Осоговский рудный район); Мадан, Луки, Неделино, Давидково, Ардино (Центрально-Родопский район); Маджарово, Устрем, Спахиево, Лозен (Восточно-Родопский рудный район).

Среднегорская металлогеническая зона пересекает страну с запада на восток (см. рис. 1), западнее переходит на территорию Сербии в зону Тимок с известным колчеданным месторождением Бор и медно-порфировым Майданпек. Металлогенические особенности зоны определяются альпийской регенерацией, проявившейся вдоль северного края Родопского срединного массива. В позднем мелу сформировалась вулканическая геосинклиальная зона, представленная двумя главными формациями: андезит-дацитовая (в центральной и западной частях) и трахибазальт-трахиандезитовая (в восточной). Первая сопровождалась образованием габбро-диорит-гранодиоритовых, вторая — габбро-монционит-сиенитовых интрузивов [2]. Среднегорская металлогеническая зона характеризуется наличием преимущественно медных месторождений трех морфогенетических типов — медно-порфировым,

колчеданным и жильным, ассоциирующим с позднемеловыми вулканитами и интрузивами.

Медно-порфировые месторождения (Ботевградско-Етропольский рудный район) по составу и условиям локализации группируются в три типа медно-порфировых залежей: среди вулканических и субвулканических пород (месторождение Асарел), в гипабиссальных интрузивах (месторождение Медет), на контакте интрузивных массивов и метаморфических пород (месторождение Елаците) [2]. Формирование медно-порфировых месторождений связано с внедрением малых субвулканических – гипабиссальных интрузий кварц-диоритового, монцонит-диоритового составов, сопровождавших андезит-дацитовый вулканизм. Штокообразные рудные тела занимают апикальные части гипабиссальных интрузивов (Медет) или проникают в покров эффузивных пород над субвулканическими изверженными телами (Асарел). При наличии структурного контакта с широкой зоной замещения между гранитами и сланцами (Елаците) форма рудного тела пластообразная. Основные рудные минералы — пирит, халькопирит, молибденит, магнетит, гематит, менее распространены сфалерит и галенит. Наиболее типичными изменениями являются калишпатизация, окварцевание, хлоритизация, серицитизация и цеолитизация.

Колчеданные месторождения (Панагюрско-Етропольский рудный район) пространственно связаны с двумя субпараллельными вулканическими зонами северо-западного простирания [2]. Они приурочены к дацитовым и андезитовым агломератовым туфам или к контакту туфов с дайкообразными телами риодацитов. Рудные тела медноколчеданного (месторождения Радка, Челопеч, Елшица) и медно-колчеданно-полиметаллического (месторождение Радка) составов крутопадающие лентообразные. Главные минералы руд — пирит, кварц, халькопирит, теннантит, борнит, второстепенные — сфалерит, галенит, молибденит, тетраэдрит, халькозин, бурнонит, ангидрит, гипс, барит.

Бургасский рудный район, расположенный в восточной части Среднегорской металлогенической зоны, включает рудные поля Росен, Зидарово, Вырли-Бряг (см. рис. 1). Медные месторождения этого района отнесены к медно-порфировому типу [8]. Вмещающие породы представлены позднемеловыми вулканическими и субвулканическими образованиями (андезиты, их туфы, интрузии диоритовых порфиритов). Вулканы рудного поля Росен интродированы габбро-монцонит-сиенитовым плутоном, с которым парагенетически связано медно-молибден-порфировое оруденение. Руды локализованы в системах субпараллельных жил и зонах ореолов

вкрапленной медной и молибденовой минерализации. Рудные жилы сложены халькопиритом, пиритом, кварцем, карбонатами, молибденитом, магнетитом, хлоритом, реже сфалеритом, галенитом. На рудных полях Зидарово и Вырли-Бряг фиксируются также минералы висмута.

Важными параметрами геохимических аномалий являются их линейная (M , м%) и площадная (P , м²%) продуктивности. При съемках по вторичным ореолам рассеяния площадная продуктивность определяется через площадь ореола (S) и среднеаномальное содержание в нем рудного элемента за вычетом фона: $P=S \cdot (C_x - C_{\phi})$. Для перехода от площадной продуктивности (м²%) к запасам (металл, т) определяется удельная продуктивность геохимической аномалии (q): $q=P \cdot d \cdot 10^{-2}$ (т/м), где d — плотность рыхлых образований — для простоты принимается равной 2,5 т/м³. В этом случае удельная продуктивность рассчитывается по формуле $q=P/40$ (т/м) [10]. Для перехода от количественных характеристик вторичных ореолов рассеяния к тем же показателям коренного оруденения в расчетные формулы вводится эмпирический множитель — коэффициент остаточной продуктивности (k), представляющий собой отношение продуктивности вторичного ореола рассеяния к продуктивности коренного оруденения [5].

Прогнозные ресурсы (Q_H , т) соответствующих категорий определяются с учетом возможного распространения рудного объекта на глубину (H , м): $Q_H=q \cdot H/k$. В соответствии с рекомендациями § 211 «Инструкции...» [7] глубину подсчета для «малообъемных» месторождений (Au, Ag, W, Bi, Co, Be) целесообразно принимать равной 100 м, для «крупнообъемных» рудных объектов (Cu, Pb, Zn, Ni, Sn, Mo) — не более 200 м. В практике геологоразведочных работ известны многочисленные примеры большей протяженности месторождений полезных ископаемых по падению рудной залежи, в связи с чем для объективного выбора глубины (H) привлекается принцип геометрического и геохимического подобия генетически однотипных объектов различных классов крупности, сформулированный А.П.Солововым [10, 14]. Через соотношение площадных продуктивностей оцениваемого (P_i) и эталонного ($P_{\text{эт}}$) объектов рассчитывается коэффициент подобия $\alpha=(P_i/P_{\text{эт}})^{1/2}$; глубина оценки объекта определяется согласно зависимости $H_i=\alpha \cdot H_{\text{эт}}$ [9, 10]. Собственно прогнозные геохимические ресурсы в контурах кондиционных руд определяются зависимостью $Q_H=\alpha \cdot q \cdot H/k$, где $\alpha < 1,0$ — поправочный множитель, учитывающий долю забалансовых руд в удельной (или площадной) продуктивности оруденения [14].

Для решения задачи количественной оценки прогнозных ресурсов Болгарии использовались данные литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния м-бов 1:100 000–1:50 000, проведенных в разные годы на площади 22 000 км², что составляет 20% от общей ее территории. Всего было отобрано и проанализировано порядка 1 млн. 700 тыс. проб. Из них в Родопской металлогенической зоне — 660, Среднегорской — 700, Балканской — 340 тыс. проб. Средняя плотность наблюдения — 77 проб на 1 км². Геохимическая информация с координатной привязкой введена в базу MS Access с использованием интерактивных графических систем (Arc Map, Arc View, MapInfo) и обработана с помощью пакета программ комплексной интерпретации геолого-геохимических данных (Gold Digger) [15, 16]. Анализ и обобщение данных позволили сделать обоснованный вывод о том, что в геохимических полях отчетливо выделяются металлогенические зоны, рудные районы, поля и отдельные геохимические аномалии, соответствующие металлогеническим подразделениям различных иерархических уровней [3].

Прогнозные ресурсы профилирующих металлов полей рудных месторождений и районов оценивались путем расчета надфоновых площадных продуктивностей вторичных ореолов рассеяния в пределах «элементарных ячеек», размеры которых выбирались в зависимости от плотности пробоотбора. При литохимических съемках м-бов 1:50 000–1:100 000 они составляют 9–25 км² и возрастают до 50–100 км² при более мелкомасштабных работах. Площади соответствующих размеров определяются требованиями практики поисковых работ к необходимому числу точек наблюдения ($N_{\text{необх}}$) в контуре геохимической аномалии, обеспечивающему с приемлемой погрешностью оценку ее количественных показателей [9]. С математической стороны эта задача совпадает с критерием «достаточно больших площадей», по которому обобщаются геохимические данные при составлении обзорных карт. Используя известные для оценки стандартного отклонения s по размаху таблицы [13, приложение VIII] и задаваясь допустимой точностью оценки с вероятностью $P \pm 20\%$ (т.е. $\varepsilon = 1,2^{\pm 1}$), для определения $N_{\text{необх}}$ можно использовать эмпирическую формулу $N_{\text{необх}} = 4(\lg R)^2 + 10 \lg R$, где $R = C_{\text{max}}/C_{\text{ф}}$ в контуре данной аномалии. Согласно этим расчетам, уже при $R = 30 \div 100$ аномалия приобретает необходимую надежность только при числе точек в ее контуре $N_{\text{необх}} = 24 \div 36$. Для аномалий площадью < 1 км² это условие достигается при плотности пробоотбора по сети 500×50 м.

Очевидно, что при проведении более мелкомасштабных литохимических съемок размах между максимальными и фоновыми содержаниями в геохимическом поле уменьшается, что определяет достаточность выбранных площадей элементарных ячеек для получения надежных геологических выводов [9, 10].

Для построения прогнозно-геохимических карт и оценки прогнозных ресурсов профилирующих металлов были выбраны ячейки размером 3×3 км [15]. По рассчитанным продуктивностям, которые относились к центрам выбранных ячеек, выявлялись характерные геохимические ассоциации рудных и сопутствующих элементов, их приуроченность к определенным комплексам пород, зональность их распределения и строились прогнозно-геохимические карты м-ба 1:200 000 с подсчетом суммарных прогнозных ресурсов основных металлов, отражающих реальную рудоносность территории.

Металлогенические зоны, районы, поля отмечаются аномальными содержаниями > 20 рудных и сопутствующих элементов с превышениями кларков от 1,2 до 200. Они представляют собой долговечные геохимические системы, характеризующиеся интенсивной миграцией химических элементов и их соединений. Распределение таких систем в пространстве линейно-концентрическое, приурочены они, как правило, к очагам магматизма.

Металлогенические зоны характеризуются повышенными по сравнению с кларками содержаниями конкретных ассоциаций химических элементов. Это определяет металлогеническую специализацию и расположение рудных районов в пределах региональных структур. Отчетливыми геохимическими полями химических элементов выделяются Родопская (Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Cd, Bi, W, Cr, Ni), Среднегорская (Cu, Au, Mo, Pb, Zn, Ag, Co, Mn, Fe, Ti) и Балканская (Pb, Zn, Mn, Fe, Au, Ag, Cu, As, Hg) металлогенические зоны [16].

На фоне нормального геохимического поля рудные районы фиксируются аномалиями профилирующих в районе металлов. Структура аномальных геохимических полей рудных районов в основном повторяет морфологию металлогенической провинции, но отмечаются некоторые различия, находящие объяснение в каждом конкретном случае.

Ассоциации химических элементов во вторичных ореолах рассеяния рудных полей характеризуют конкретные типы оруденения. Ряды основных и сопутствующих элементов для эталонных рудных полей Родопской и Среднегорской металлогенических зон ранжированы по коэффициентам концентрации (табл. 1). Обращают на себя внимание близость состава геохимических спектров и порядок

1. Ранжированные ряды рудных и сопутствующих элементов для эталонных рудных полей металлогенических зон

Металлогеническая зона	Рудный район	Рудное поле	S _r , км ²	Промысленно-генетический тип	Ранжированные ряды типоморфных элементов
Родопская	Осоговский	Руен	109	Свинцово-цинковый жильный	Pb (12) – Zn (10) – Cu (8) – Ag (6) – Au (5) – Bi (2)*
	Центральне-Родопский	Медан	344		Pb (7) – Zn (4) – Ag (4) – Cu (3,6) – Au (3) – Bi (1,5)
	Восточно-Родопский	Малжарово	112		Pb (6,5) – Zn (4) – Ag (3) – Cu (2) – Au (2) – Bi (2)
Среднегорская	Панагорско-Етропольский	Радка	93	Мелноколчеданный	Cu (6) – Pb (6) – Mo (6) – Zn (4) – Ag (2) – Co (1,5)
		Елшина	63		Cu (5) – Mo (5) – Pb (4) – Zn (2,3) – Ag (2) – Co (1,5)
	Ботевградско-Етропольский	Медет	56		Au (15) – Cu (5) – Mo (4) – Pb (4) – Ag (3) – Zn (2,5)
		Асарел	42		Au (18) – Cu (6) – Mo (5) – Pb (5) – Zn (3) – Ag (2)
	Бургасский	Росен	50		Au (8) – Cu (4) – Mo (3) – Zn (3) – Pb (2) – Ag (1,5)
	Зидарово	37	Au (10) – Cu (8) – Pb (6) – Mo (4) – Zn (3) – Ag (2)		

* В скобках — коэффициенты концентрации элементов; отношение среднего содержания элемента в ореоле рассеяния к его фону.

расположения элементов в «концентрационных» рядах для каждого из типов промышленной рудной минерализации.

Для обоснованной интерпретации и оценки вторичных ореолов рассеяния осуществлялось ландшафтно-геохимическое районирование по условиям формирования гипергенных геохимических полей в м-бе 1:200 000 всех известных рудных регионов Болгарии: Краищиды, Восточные Родопы, Западные Родопы, Среднегорье и Центральная Стара планина, Восточное Среднегорье и Странджа, Западный Болкан [4]. Районирование проводилось с учетом биоклиматических особенностей, мощности, генетического типа и возраста рыхлых отложений, морфоструктурных особенностей рельефа, гидрогеологических условий и других факторов. Полученные данные позволили составить цифровые модели схем ландшафтно-геохимического районирования рудных регионов в ArcGIS среде, в которой изображаются контуры различных ландшафтных таксонов.

Районирование территории Болгарии и отдельных рудных регионов по условиям формирования гипергенных геохимических полей учитывалось при мелкомасштабном обобщении (1:500 000) данных поисковых литохимических съемок в целях металлогенического анализа и количественного прогноза. Оно показало, что многолетние литохимические съемки на территории страны в большинстве случаев проводились в районах с благоприятными и относительно благоприятными условиями ведения геохимических поисков (рис. 2).

Сопоставление геохимического состава вторичных ореолов рассеяния и связанного с ним коренного оруденения, проведенное в пределах изученных рудных полей свинцово-цинковых и медных месторождений Болгарии, показало высокую степень их геохимического сходства. Незначительное перераспределение химических элементов в процессе гипергенного ореолообразования подтверждается близкими значениями коэффициентов остаточной продуктивности (*k*) для основных рудных элементов [3, 5]. Из этого следует, что продуктивность вторичных ореолов рассеяния (*P*, м²%) и их удельная продуктивность будут мало отличаться от тех же параметров коренного оруденения.

Важный момент при оценочных работах — определение поправочных множителей, учитывающих долю забалансовых руд в площадной продуктивности оруденения. Многолетний опыт изучения рудных месторождений показывает, что выявленная эффективная ширина первичного ореола при постоянных бортовом и фоновом содержаниях обусловлена свойствами рудного элемента и рудовме-

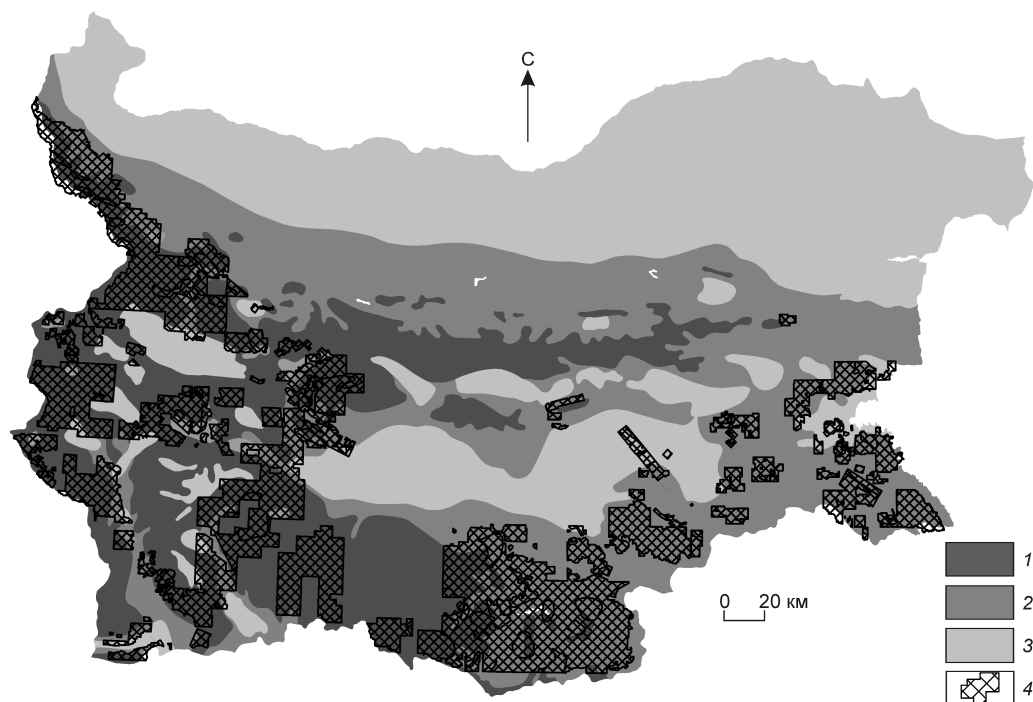


Рис. 2. Схема районирования по условиям ведения литохимических съемок и типам гипергенных аномалий территории Болгарии:

1 — благоприятные для геохимических работ горно-складчатые районы с преимущественным развитием открытых вторичных ореолов и потоков рассеяния нормальной интенсивности; 2 — относительно благоприятные с неглубоко погребенными ореолами рассеяния и слабоинтенсивными потоками рассеяния; 3 — малоблагоприятные с наложенными (солевыми) и погребенными остаточными ореолами рассеяния; 4 — площади литохимических съемок

щающих пород, т.е. зависит от генетического типа месторождения и его масштаба, выраженного в площадной продуктивности оруденения [10]. Оценка забалансовых руд производится по данным коренного опробования канав и керна скважин на основе отдельных подсчетов продуктивностей коренного оруденения в интервале кондиционных (промышленных) руд и интервале забалансовых содержаний металла. При этом доля забалансовых руд в сечении рудной зоны представляет собой отношение продуктивности коренного оруденения к сумме продуктивностей коренного оруденения и его первичного ореола. Прямое определение этого параметра было проведено в пределах известных рудных полей с различными типами рудной минерализации. По результатам геологоразведочных работ на месторождениях определялась суммарная площадная продуктивность основных металлов в контурах, близких к их промышленным содержаниям. Площадная продуктивность вторичных ореолов рассеяния, отвечающих тем же месторождениям, рассчитывалась в контурах значений для $Zn \geq 0,03\%$, $Pb \geq 0,015\%$, $Cu \geq 0,02\%$, $Au \geq 10$ мг/т. Отношение площадных продуктивностей «рудной»

к «ореольной» частей позволило определить среднюю долю забалансовых руд, которая составила для рудных полей свинцово-цинковых месторождений 0,05, медно-колчеданных — 0,08, медно-порфировых — 0,1.

Таким образом, при подсчете прогнозных ресурсов металлов по вторичным ореолам рассеяния заслуживает обсуждения только выбор глубины, на которую распространяется подсчет. Протяженность руд на глубину предварительно оценивалась по результатам геологоразведочных работ на известных месторождениях. Дополнительно оценка глубины оцениваемых объектов проводилась через площадные продуктивности вторичных ореолов рассеяния на эталонных объектах с помощью коэффициента подобия. Наиболее точные данные о глубинах распространения оруденения можно получить по коэффициентам зональности.

Исследование А.И.Панайотовым [12] зональности первичных ореолов большого числа рудных месторождений различных промышленно-генетических типов Болгарии позволило установить, что их объединяет одинаковая последовательность расположения элементов-индикаторов в рядах зо-

2. Сравнение рядов зональности месторождений различных промышленно-генетических типов

Месторождения	Ряды зональности	Промышленно-генетические типы
Асарел	Mo-Sn-Bi-Cu-Ag-Zn-As-Pb	Медно-порфировый
Челопеч	Sn-Ni-Co-Mo-Ga-Ag-Bi-Cu-Pb-Zn-As-Ba-Tl*	Медноколчеданный
Елшица	Mo-Sn-Co-Ni-Cu-Bi-Zn-Ag-Pb	
Каламината	Sn-Mo-Ni-Co-As-Cu-Zn-Pb-Ag-Ba	Pb-Zn стратиформный
Мадан	W-Ni-Co-Mo-Cu-Zn-Pb-Ag-Ba	Pb-Zn жильный
Зидарово	Sn-Bi-Mo-Co-Cu-Ni-As-Zn-Ag-Ba-Pb	Медно-порфировый
Граматиново	Ni-Co-Mo-Cu-Bi-Zn-Ag-Pb-Ba	Медноколчеданный

* По данным С.Д.Бояджиева [17].

нального отложения (табл. 2). Был составлен единый усредненный ряд зональности для гидротермальных месторождений Болгарии [6] (снизу вверх): W – Sn – Mo – Ni – Co – Bi – As₁ – Cu₁ – Zn – Pb – Cu₂ – Ag – As₂ – Ba. Индексы 1 и 2 при символах As и Cu означают различные минеральные формы нахождения: 1 — в виде арсенопирита и халькопирита, 2 — в виде сульфосолей этих элементов.

Немаловажно отметить, что полиметаллические месторождения Родопской металлогенической зоны характеризуются единой вертикальной зональностью, выраженной не только качественно (близкие ряды элементов-индикаторов), но и количественно. Последнее обстоятельство проявляется в тесном совмещении графиков изменения с глубиной коэффициентов зональности различных месторождений [12].

На основании ряда зональности был выбран геохимический коэффициент $\nu = \text{Ba} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn} / \text{Sn} \cdot \text{Mo} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Co}$, числитель которого составлен из произведений содержаний элементов правой части ряда зональности (Ba, Ag, Pb, Zn), знаменатель — из элементов левой части (Sn, Mo, Ni, Co). В рассмотрение не включен вольфрам, для которого нижний предел обнаружения спектральным методом не всегда бывает достаточным.

Для 48 рудных полей полученные значения геохимического коэффициента в зависимости от промышленно-генетического типа руд варьируют в интервалах от 5 до 4800 для свинцово-цинковых жильных месторождений, от 10 до 300 для медно-колчеданных, от 2 до 600 для медно-порфировых (с золотом).

Геохимический коэффициент ν характеризует вертикальную зональность рудных объектов и служит для оценки уровней их эрозионных срезов (Z). Определение Z ведется по графику геохимического коэффициента $\nu = f(Z)$ в метрах или в условной метрике [13], при которой полная вертикальная протяженность рудного тела в контуре первичного

ореола основного (ценного) элемента принимается за 1,0. Верхняя выклинка ореола обозначается $Z=0,0$, начало промышленного оруденения $Z=0,2$, его середина $Z=0,5$, нижняя граница рудного тела $Z=0,8$, нижняя выклинка подрудного первичного ореола основного элемента $Z=1,0$.

Полная вертикальная протяженность рудного интервала оцениваемого объекта определяется по формуле $H_{\text{полн}} = \lg(\nu_{0,2}/\nu_{0,8}) \cdot ab \cdot \text{tg} \beta$ [11], где $\nu_{0,2}$ и $\nu_{0,8}$ — численные значения геохимического коэффициента для начала ($Z=0,2$) и конца ($Z=0,8$) интервала промышленных руд; β — угол наклона графика геохимического коэффициента; a — линейный масштаб по оси глубин; b — модуль логарифмического масштаба. Допустимость подстановки в эту формулу значений $\nu_{0,2}$ и $\nu_{0,8}$, взятых по любым, в том числе разным, месторождениям при условии их однотипности, вытекает из принципа подобия, согласно которому данный геохимический коэффициент зональности при одинаковых Z для всех генетически однотипных объектов имеет одинаковую величину. Реальная протяженность рудного объекта на глубину оценивалась с учетом уровня его эрозионного среза: $H = (0,8 - Z/0,6) H_{\text{полн}}$.

При предварительной оценке [16] все расчеты прогнозных ресурсов велись с учетом принятого среднерудного уровня эрозионного среза ($Z=0,5$), который для свинцово-цинковых объектов составил 200 м (Pb, Zn), медно-колчеданных и медно-порфировых — 250 м (Cu), для Au — 100 м. Исходя из допущения, что полученные значения геохимического коэффициента ν для различных промышленно-генетических типов характеризуют все уровни формализованной модели геохимической зональности гидротермальных месторождений [14] — от верхнерудного (максимальные значения геохимического коэффициента) до нижнерудного (минимальные значения), оценена глубина подсчета прогнозных ресурсов с учетом поправочных множителей на

3. Сравнение прогнозных геохимических ресурсов и геологических разведанных запасов (C_2) и ресурсов (P_1) территории Болгарии

Рудные районы	$S, \text{ км}^2$	Элементы	$\Sigma P, \text{ м}^2\%$	$H, \text{ м}$	α	Геохимические ресурсы*	Геологические запасы*
Осоговский	498	Pb	2 900 000	240	0,05	900	1400
		Zn	5 400 000	—	—	1600	1260
		Cu	2 300 000	—	—	700	680
Центрально-Родопский	1473	Pb	13 600 000	200	—	3400	4780
		Zn	13 600 000	—	—	3400	3980
Восточно-Родопский	6956	Pb	30 100 000	260	—	9800	780
		Zn	49 300 000	—	—	16 000	690
Панагюрско-Етропольский	1078	Cu	8 700 000	250	0,08	4400	6490
Ботевградско-Етропольский	573	Cu	3 600 000	—	0,1	2300	2950
		Au	980	100	—	250	275
Бургасский	594	Cu	1 600 000	280	—	1100	430
		Au	100	120	—	30	24

* Pb, Zn, Cu — тыс. т, Au — т.

уровень эрозионного среза $\Pi=0,5/Z$. В результате установлена средняя протяженность оруденения на глубину, на которую рассчитывались прогнозные геохимические ресурсы (табл. 3).

На основании полученных данных проведена прогнозная оценка геохимических ресурсов рудных полей и перспективных площадей в пределах

Родопской и Среднегорской металлогенических зон. Как видно из табл. 3, оценка геохимических ресурсов хорошо совпадает с данными геологоразведочных работ (запасы категории C_2 и прогнозных ресурсов категории P_1). Особого внимания заслуживает Восточно-Родопский рудный район, по которому значения геохимических ресурсов более

чем на порядок превышают данные геологоразведки. По геологическим данным Восточно-Родопский рудный район по сравнению с соседними Центральным и Западным характеризуется меньшим уровнем эрозионного среза [2]. Это подтверждают также геохимические данные. На рис. 3 приведен реальный пример распределения вторичных ореолов рассеяния Pb и изолиний уровней эрозионного среза объектов Восточно-Родопского рудного района. Уровни эрозионного среза рудных полей Лозен и Маджарово отвечают верхнерудным интервалам свинцово-цинкового оруденения, Спахиево — верхне-среднерудным, Устрем — средне-нижнерудным.

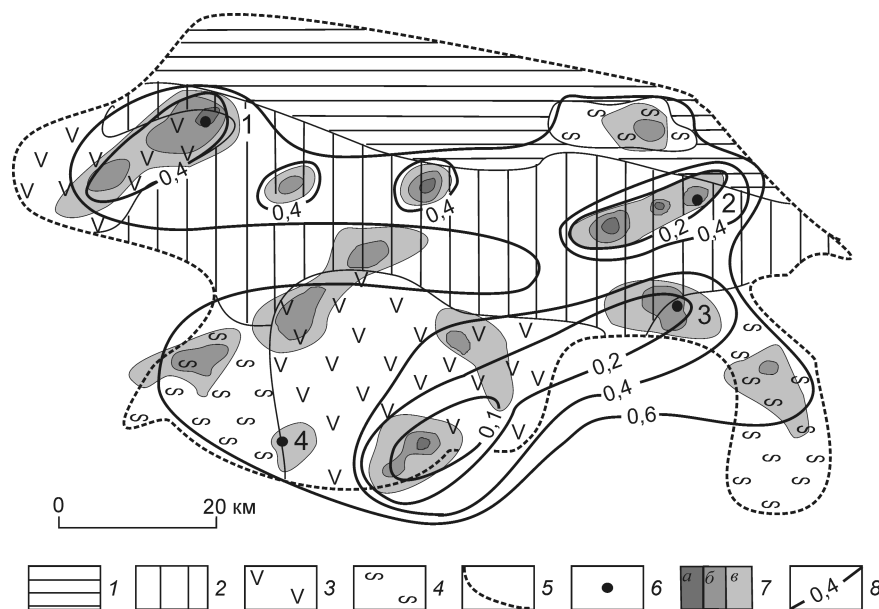


Рис. 3. Размещение вторичных ореолов рассеяния Pb и изолиний уровней эрозионного среза в Восточно-Родопском рудном районе:

комплексы пород: 1 — эоцен-плиоценовый карбонатно-терригенный, 2 — эоцен-олигоценый карбонатно-терригенно-вулканогенный, 3 — эоцен-миоценовый интрузивно-вулканогенный основного состава, 4 — протерозойский высокометаморфизованный (сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы, мигматиты); 5 — контур рудного района; 6 — месторождения (1 — Спахиево, 2 — Лозен, 3 — Маджарово, 4 — Устрем); 7 — вторичные ореолы рассеяния Pb, 10⁻³% (а — >30, б — 15–30, в — 5–15); 8 — изолинии уровней эрозионного среза объектов

Полученные геохимические данные позволили установить генетическую природу выявленных в Восточно-Родопском рудном районе вторичных ореолов рассеяния, большая часть которых связана с проявлениями жильной свинцово-цинковой минерализации [16]. Для наиболее полного и своевременного определения рудных ресурсов в пределах рудных полей известных промышленных месторождений необходимо проведение детальных литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния м-ба 1:10 000 (сеть 100×20 м). Это, прежде всего, касается юго-западных флангов месторождений Спахиево, Лозен. Большой практический интерес в целом представляет площадь к юго-западу от месторождения Маджарово протяженностью ~50 км при ширине 10 км в направлении рудного поля Звезден-Пчелояд. Она характеризуется наименьшим уровнем эрозионного среза. Детальные литохимические съемки позволят обеспечить выявление вторичных остаточных ореолов рудных тел, в том числе «слепых» залежей, выходящих на современную поверхность только своими надрудными первичными ореолами.

В заключение отметим, что каждый из геохимических методов имеет свою область эффективного применения и предпочтительные масштабы, в которых наиболее целесообразно производство соответствующих съемок. Правильный выбор метода и масштаба съемки определяет геологическую эффективность работ. Геохимическим съемкам любых видов придается прямая поисковая направленность с признанием за ними роли объективного средства выявления признаков *реальной рудоносности* территорий. Геохимические методы установления *потенциальной рудоносности* не рассматриваются. Как показал многолетний опыт, оценить потенциальную рудоносность района можно на основании анализа листов государственных геологических карт соответствующих масштабов с учетом принципов металлогенического анализа. Конечным итогом поисковых геохимических съемок во всех случаях должно быть выявление участков реальной рудоносности с оценкой (в цифрах) прогнозных ресурсов профилирующих металлов.

Сопоставление результатов геологоразведочных работ с данными литохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния, проведенных в Болгарии на площади 22 000 км², в целом свидетельствует об эффективности проведенных геохимических работ. Показано, что вторичные ореолы рассеяния фиксируют рудные поля известных про-

мышленных рудных объектов, а также ряд аномальных геохимических полей (преимущественно в Восточно-Родопском районе), заслуживающих дальнейшего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барышев А.Н., Джаголов В.* Геолого-генетические модели свинцово-цинковых месторождений юго-западной окраины Родопского массива // Мат-лы 2-го Всесоюзного совещания «Генетические модели эндогенных рудных формаций». Новосибирск, 1984. С. 10–12.
2. *Богданов Б.* Болгария // Минеральные месторождения Европы. М., 1984. Т. 2. С. 294–318.
3. *Бояджиев С.Д., Георгиев С.Г.* Обобщение данных литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния (на примере Южной Болгарии) // Прогнозно-поисковая геохимия на рубеже XXI века. М., 1998. С. 113–115.
4. *Бояджиев С.Д., Миляев С.А.* Районирование территории Болгарии по условиям формирования гипергенных геохимических полей // Разведка и охрана недр. 2012. № 6. С. 8–12.
5. *Бояджиев С.Д., Миляев С.А.* Оценка коэффициентов остаточной продуктивности ореолов рассеяния месторождения Воздол (Челопечское рудное поле) // Geol. Balc. 15.3. 1985. С. 63–74.
6. *Григорян С.В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. – М.: Недра, 1987.
7. *Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений.* – М.: Недра, 1983.
8. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. – М.: Недра, 1986.
9. *Матвеев А.А.* Прогнозная оценка рудных объектов по геохимическим данным // Прогнозно-поисковая геохимия — современное состояние и перспективы развития (к 100-летию со дня рождения профессора А.П.Соловова). М., 2008, С. 37–63.
10. *Матвеев А.А., Соловов А.П.* Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. – М.: КДУ, 2011.
11. *Миляев С.А.* Литохимические поиски полиметаллических месторождений. – М.: Недра, 1988.
12. *Панайотов А.И.* Методические основы геохимических поисков эндогенного оруденения (на примере территории Болгарии): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – М.: ИМГРЭ, 1981.
13. *Соловов А.П., Матвеев А.А.* Геохимические методы поисков рудных месторождений. – М.: Изд-во МГУ, 1985.
14. *Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П.Соловов, А.Я.Архипов, В.А.Бугров и др.* – М.: Недра, 1990.

15. Бояджиев С.Д. Технология за построяване на аномалното геохимично поле на България в м-бе 1:100 000 // Годишник на СУ. 2007. Т. 100. № 1. С. 195–216.
16. Бояджиев С.Д. Прогнозна оценка на коренната минерализация в металогенни обекти от територията на страната по геохимични данни // Геол. и минер. ресурси. 2011. № 10. С. 26–33.
17. Бояджиев С.Д. Изследване на ендегенната геохимична зоналност на първичните геохимични ореоли в рудни обекти от страната // Годишник на СУ. 2012. Т. 103. № 1. С. 113–148.
18. *Metallogenic Map of Bulgaria*, scale 1:1 000 000 / R.Dokov et al. – S.: CIPP Cartography, 1989.

При описании методики расчета ПР непонятно, к какой категории (категориям) применима предлагаемая методика.

Для оценки прогнозных ресурсов категорий P_1 и P_2 по российской классификации необходимы конкретные данные по опробованию буровых скважин и горных выработок, а не отвлеченные формулы и эмпирические множители.

Для оценки прогнозных ресурсов категории P_3 нет необходимости осуществлять специальные расчеты, тем более по данным вторичных ореолов рассеяния в контурах «кондиционных» руд, и еще применять поправочные множители для учета «забалансовых» руд. Оценка прогнозных ресурсов категории P_3 является экспертной, а не строго расчетной.

В методическом руководстве по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (ВИЭМС, 1986 г.) приведено 20 способов. Полагаю, что нет необходимости еще в одном. Не исключаю, что для условий Болгарии предлагаемый метод имеет какое-то значение.

*Б.И.Беневольский
докт. геол.-минер наук,
зав. отделом конъюнктуры минерального сырья ЦНИГРИ*

УДК 553.4:550.84

© И.И.Силин, 2013

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ

И.И.Силин (ИМГРЭ Роснедра Минприроды России)

При использовании метода вычисления прогнозных ресурсов по геохимическим данным учитываются те же параметры, что и при подсчете промышленных запасов, а именно: промышленное содержание, объем рудного блока, коэффициент рудоносности. Так как по исходным поисковым данным из-за малого числа рудных проб и низкого содержания металла указанные параметры определить невозможно, то вместо них вводятся их относительные величины, количественно связанные с параметрами промышленных месторождений.

Ключевые слова: прогнозных ресурсы, коэффициент промышленной концентрации, коэффициент промышленной рудоносности.

Силин Игорь Иванович, igorivsil@gmail.com

QUANTITATIVE ESTIMATION OF PROGNOSTIC RESOURCES ON THE BASIS OF GEOCHEMICAL SAMPLING

I.I.Silin

Method of calculation of prognostic resources on the basis of geochemical data uses the same parameters as calculation of commercial reserves, namely: commercial grade, ore block volume, and ore-bearing factor. In original exploration data the above categories are difficult to define due to low number of ore samples and low metal concentrations. That is why they are substituted by relative values quantitatively connected to parameters of commercial mineral deposits.

Key words: undiscovered resources, factor of industrial, factor of industrial ore-bearing.

В статье рассматриваются примеры реализации нового метода количественной оценки прогнозных ресурсов по геохимическим данным. Метод основан на вычислении функции пространственной связи основных параметров, используемых при подсчете промышленных запасов, а именно: минимального промышленного содержания, объема руды, коэффициента рудоносности. При вычислении ресурсов по результатам донного опробования содержание элементов в отмытой пробе предварительно пересчитывается на содержание их в коренных породах путем введения поправок на «фазовые коэффициенты» стока. Обоснование метода изложено в ряде статей автора [5–9].

Параметры элементов геохимического ореола. На каркасе модифицированной периодической таблицы элементов Нильса Бора (1921 г.), дополненной характеристиками, используемыми в прикладной геохимии, составлена табл. 1. Слева от индекса элемента указаны размеры радиусов атома (R , пм), главного иона (R' , пм) и потенциал ионизации (P , эВ), справа — мировые средние содержания элементов в верхней части континентальной земной коры — кларк (K , г/т), минимальные промышленные содержания (C_p , кг/т), а также некоторые индикаторные отношения, имеющие, на наш взгляд, поисковое значение, основанное на следующих свойствах атомов элементов.

Отношение K/C_p характеризует минимальное значение накопления элемента в геохимическом

ореоле, соответствующее рудному фону земной коры. Если кларк заменить реальным содержанием элемента в пробах какого-то участка, то по отношению можно построить карту рудоносности этой территории, выраженную в единицах минимально промышленного содержания (C_i/C_p) или в единицах рудного фона земной коры ($C_i/(K/C_p)$).

Отношение R'/P является показателем удельного сокращения радиуса атома при образовании главного иона. В общем случае он отражает меру приближения атомов к упаковке максимальной плотности, свойственной кристаллической структуре гидротермальных сульфидов. Она обусловлена плотнейшей кубической и гексагональной упаковкой ионов S^{2-} , между которыми располагаются ионы металлов. Основные структуры представлены координационными (галенит, сфалерит), островными (пирит), цепочечными (антимонит) и слоистыми (молибденит) типами. Близкими к ним свойствами обладают также антимониды, арсениды, селениды и теллуриды, т.е. большинство рудных минералов гидротермально-метасоматических месторождений. Оба показателя K/C_p и R'/P , за небольшим исключением, удовлетворительно коррелируют линейно.

В отличие от сульфидов кристаллические структуры большинства природных рудообразующих окислов строятся по принципу заполнения катионами пустот в упаковке из анионов O^{2-} . При этом в простых и сложных окислах упаковка силь-

1. Некоторые физические и экономические параметры элементов

R , пм	R' , пм	P , эв	Элементы	K , г/т	C_p , кг/т	K/C_p	R/P	Песок (Sand)	Ил (Silt)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Ряд 1</i>									
79,0	54	13,6	H	10 000,0					
120,0	122	24,6	He	0,0					
<i>Ряд 2</i>									
155,0	54,0	5,4	Li	30,0	1,0	0,0300	10,00	0,04	0,026
122,0	35,0	9,4	Be	2,1	1,0	0,0021	3,72	0,003	0,0026
98,0	23,0	8,0	B	34,0	15,0	0,0023	2,88	0,003	0,0013
<i>Ряд 3</i>									
190,0	97,0	5,4	Na	20 700,0	100,0	0,21	17,96	0,31	0,52
160,0	66,0	7,6	Mg	17 700,0	300,0	0,08	8,68	0,13	0,1
143,0	57,0	5,8	Al	76 000,0	540,0	0,15	9,83	0,19	0,13
128,0	212,0	10,5	P	610,0	30,0	0,02	20,19	0,02	0,012
127,0	271,0	10,4	S	1400,0	70,0	0,02	26,06	0,015	0,023
<i>Ряд 4</i>									
235	133	4,3	K	22 300	100	0,2200	30,93	0,28	0,23
197	99	5,9	Ca	38 900	400	0,0970	16,78	0,13	0,14
162,0	99,0	6,6	Sc	15,0	0,6	0,0250	15,00	0,07	0,027
147,0	68,0	6,8	Ti	3410,0	85,0	0,0400	10,00	0,039	0,035
134,0	69,0	6,7	V	120,0	8,0	0,0150	10,30	0,013	0,015
130,0	52,0	6,8	Cr	150,0	25,0	0,0060	7,65	0,018	0,01
135,0	40,0	7,4	Mn	670,0	80,0	0,0080	5,41	0,009	0,005
126,0	64,0	7,9	Fe	40 600,0	176,0	0,2300	8,10	0,29	0,18
125,0	63,0	7,9	Co	17,0	1,0	0,0170	7,97	0,02	0,015
124,0	69,0	7,6	Ni	62,0	5,0	0,012	9,08	0,02	0,015
128,0	72,0	7,7	Cu	39,0	3,0	0,013	9,35	0,02	0,01
138,0	74,0	9,4	Zn	78,0	10,0	0,008	7,87	0,01	0,005
141,0	62,0	6,0	Ga	19,0	0,5	0,038	10,33	0,07	0,036
137,0	53,0	7,6	Ge	1,3	0,1	0,013	6,97	0,015	0,012
139,0	222,0	9,5	As	6,5	10,0	0,00065	23,37	0,0006	0,0003
140,0	191,0	9,8	Se	0,2	0,08	0,002	19,49	0,003	0,0002
<i>Ряд 5</i>									
284	147	4,2	Rb	110	2	0,05	35,00	0,07	0,07
215	112	5,7	Sr	270	14	0,02	19,65	0,025	0,036
178,0	89,0	6,2	Y	26,0	2,6	0,01	14,35	0,009	0,01
160,0	79,0	6,8	Zr	160,0	20,0	0,005	11,62	0,004	0,005
146,0	69,0	6,9	Nb	12,0	1,0	0,004	10,00	0,008	0,004
139,0	62,0	7,0	Mo	1,5	0,8	0,0019	8,86	0,002	0,0025
160,0	134,0	8,3	Ag	0,13	0,100	0,0013	16,14	0,009	0,0006
134,0	97,0	7,6	Cd	0,30	0,40	0,004	12,76	0,002	0,002
134,0	97,0	6,1	In	0,19	0,03	0,0063	15,90	0,039	0,005
137,0	71,0	5,8	Sn	3,80	2,50	0,0015	12,24	0,002	0,002
144,0	245,0	7,3	Sb	1,20	1,00	0,0012	33,56	0,0006	0,001
160,0	211,0	9,0	Te	0,3	0,02	0,015	23,40		

но искажена, поэтому в целом плотность природных окислов ниже, чем сульфидов. Очевидно, разные окислительно-восстановительные условия на разных участках одной и той же протяженной рудоносной структуры определяют разные этапы рудообразования: восстановительный (штокверки, высокотемпературные постройки при диктате серы), переходный (периферия построек гидротермального

факела), окислительный (металлоносные осадки внешней части гидротермального факела при господстве кислорода) [3, с. 65]. Эта особенность гидротермального минералообразования позволяет в пределах аномальных геохимических полей (АГХП) средних рангов локализовать аномалии элементов с контрастным поведением в гидротермальных процессах. Например, аномалии Mn, который не отлага-

Продолжение табл. 1

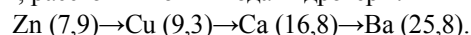
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Ряд 6</i>									
267	157	3,9	Cs	4	0,1	0,04	40,26	0,02	0,03
222	134	5,2	Ba	510	30	0,017	25,77	0,023	0,017
187	101	5,6	La	32,00	2	0,008	18,04	0,013	0,008
177,0	92	6,2	Ce	63,00	2,5	0,007	14,84	0,01	0,006
194,0	87	6,2	Tu	0,49	0,27	0,006	14,03	0,002	0,008
178,0	86	6,2	Yb	2,50	0,4	0,006	13,87	0,008	0,006
167,0	78,0	7,5	Hf	4,50	0,25	0,003	10,40	0,003	0,003
149,0	68,0	7,9	Ta	1,40	0,1	0,002	8,61	0,003	0,003
141,0	62,0	7,9	W	2,50	1,0	0,0025	7,85	0,004	0,004
137,0	53,0	7,9	Re	0,0004	0,001	0,0004	6,71		
135,0	69,0	8,5	Os	0,0001	0,001	0,0001	8,12		
136,0	68,0	9,1	Ir	0,0100	0,001	0,0005	7,47		
139,0	65,0	8,9	Pt	0,0070	0,004	0,002	7,30	0,002	0,0003
146,0	85,0	9,2	Au	0,0065	0,003	0,002	9,24	0,002	0,0003
157,0	110,0	10,4	Hg	0,07	0,500	0,000144	10,58	0,002	0,0001
171,0	95,0	6,1	Tl	0,77	0,100	0,0077	15,57	0,007	0,01
175,0	84,0	7,4	Pb	17,00	10,0	0,0017	11,35	0,002	0,001
170,0	74,0	9,2	Bi	0,33	1,3	0,000254	8,04	0,0004	0,0003
<i>Ряд 7</i>									
180	102	6,1	Th	9,3	2,5	0,0037	16,72	0,004	0,003
138	80	6,2	U	2,5	1,3	0,0019	12,90	0,002	0,002

Примечание. R , пм, R' , пм — радиус атома и главного иона (пикометры); P , эв — потенциал ионизации (электрон-вольт); K , г/т — кларк верхней части континентальной коры (грамм на 1 т); Cr , кг/т — минимальное промышленное содержание (килограмм на 1 т); K/Cr — рудный фон земной коры (среднее содержание элемента в континентальной коре, выраженное в единицах минимального промышленного содержания); R'/P — показатель удельного сокращения радиуса атома при образовании главного иона. Шрифтом выделены элементы (сверху вниз в каждом ряду): прямым — щелочные и щелочноземельные, курсивом — литофильные, подчеркнуты — сидерофильные, полужирным — халькофильные. В колонках «Песок» и «Ил» — множители для пересчета содержания элементов песчаной и илистой фракций донных осадков на содержание в коренных породах (в долях рудного фона).

ется в восстановительных условиях, могут определять внешние границы рудных полей с сульфидными рудами.

Эти данные согласуются с наблюдениями современного сульфидного рудообразования. Например, в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия [3, с. 62, рис. 7] из почти неразбавленных гидротермальных растворов ($T > 150\text{--}200^\circ\text{C}$) отлагаются сульфиды Zn и Cu, обычно в форме конусов значительной высоты. Затем по мере разбавления гидротермальной морской водой сульфиды сменяются сульфатами Ca и Ba, ассоциирующими с остаточной фазой сульфатов (Fe, Cu, Zn), нередко с высокими концентрациями Au, Ag. При дальнейшем разбавлении ($T < 100\text{--}150^\circ\text{C}$) начинается стадия господства глинистых минералов (нантронита), оксигидратов Fe и Mn, кремнезема. Если ряд зональности элементов выразить в виде показателя удельного сокращения радиуса (R'/P), то получится числовой ряд, коррелирующий с изменением физических параметров рудоотложе-

ния — температуры растворов, степени их разбавления, расстояния от выхода гидротерм:



Описанные выше геохимические признаки перераспределения элементов позволяют по качественному составу и количественному соотношению геохимических аномалий элементов, выделенных в пределах АГХП соответствующего ранга, определять границы рудоносных структур и прогнозировать масштаб рудоотложения.

Свойства коэффициента рудоносности. Известно, что коэффициент рудоносности применяется для характеристики вероятной доли промышленной руды в месторождениях с неравномерным распределением рудного компонента и сложной морфологией рудных тел. При подсчете запасов его величина обычно измеряется десятками долями единицы. В практике геохимических съемок и поисков похожий показатель известен как коэффициент минерализации, равный отношению чис-

2. Значения площадного (K_{Sp}) и объемного (K_{Vp}) коэффициентов рудоносности, вычисленные по соотношению площадей АГХП соответствующего ранга

Ранг АГХП	РТ	РМ	РП	РУ	РР	РЗ
K_{Sp}						
S поля, км ²	0,1	1	10	100	1000	10 000
РТ	1	0,1	0,01	0,001	0,0001	0,00001
РМ		1	0,1	0,01	0,001	0,0001
РП			1	0,1	0,01	0,001
РУ				1	0,1	0,01
РР					1	0,1
РЗ						1
K_{Vp}						
V поля, км ³	0,03	0,5	7	100	1500	25 000
РТ	1	0,06	0,004	0,0003	0,00002	0,000001
РМ		1	0,07	0,005	0,0003	0,00002
РП			1	0,07	0,005	0,0002
РУ				1	0,07	0,004
РР					1	0,06
РЗ						1

Пр и м е ч а н и е. Для вычисления объема блоков принята глубина прогнозирования, усредненная для крутопадающих рудных зон, км: РТ — 0,3, РМ — 0,5, РП — 0,7, РУ — 1, РР, РЗ — 1,5.

ла аномальных проб к общему их числу, отобранному с определенной территории, что, по сути, эквивалентно отношению суммарного объема элементарных блоков, характеризующихся пробами с аномальным содержанием элемента, к объему всей опробованной геологической структуры.

Существующее различие можно преодолеть, если содержание полезного компонента в пробах предварительно нормировать на минимально промышленное содержание. Тогда в пределах и за пределами месторождения, т.е. в рудном поле (РП), рудном узле (РУ), рудном районе (РР) и т.д. коэффициент будет характеризовать относительный объем рудного вещества по сравнению с размерами всего опробованного блока пород [5].

Анализ распределения рудного вещества в месторождениях крупных, средних и мелких размеров показал, что объем руды и содержание металлов связаны функциями, обладающими свойствами эластичности. Поэтому измерение одного из параметров распределения рудного вещества позволяет оценить величину другого. Месторождения разных геолого-промышленных типов и разных размеров различаются также и по коэффициенту рудоносности. Следовательно, при оценке размеров потенциальных месторождений конкретной рудной формации можно ориентироваться на численные геохимические модели, характеризующие алгоритмы изменения объемов руды и содержания элементов в эталонных месторождениях. Ретроспективный ана-

лиз результатов геохимического опробования по большому числу рудных районов показал, что функция пространственной связи параметров подсчета более устойчиво отражает интенсивность рудообразующего процесса, чем каждый из параметров в отдельности.

Технологическая схема метода. На основе установленных закономерностей разработан метод оценки прогнозных ресурсов полезных ископаемых по геохимическим данным, при использовании которого учитываются те же параметры, что и при подсчете промышленных запасов, а именно: промышленное содержание, объем рудного блока, коэффициент рудоносности. Так как по исходным поисковым данным из-за малого числа рудных проб и низкого содержания металла указанные параметры определить невозможно, то вместо них вводятся их относительные величины, количественно связанные с параметрами промышленных месторождений. Для этого выполняются

следующие операции с использованием объективных данных.

Доля промышленного содержания элемента в пробе устанавливается путем нормирования результатов лабораторных определений на минимально-промышленное содержание элемента, принятое по мировым (или региональным) оценкам. Полученные величины называются коэффициентами промышленной концентрации (K_{Cp}).

Доля площади рудоносного блока определяется в контуре численных значений коэффициентов промышленной концентрации искомого металла, максимально приближенных к единице (десятичные доли единицы). За пороговые значения рангов принимаются содержания, определенные по вариограмме плотности [7]. Ориентировочные пороги рангов можно принять соответствующими десятичной градации АГХП (в K_{Cp}): РТ — 1, РМ — 0,5, РП — 0,1, РУ — 0,01 и т.д. В этом случае соответствующие рангу значения K_{Sp} принимаются по табл. 2. Глубина прогнозирования для крутопадающих рудоносных структур производится с учетом технологически доступной глубины отработки месторождений данного типа.

Коэффициент промышленной рудоносности (K_{Sp}) блока определяется как отношение площади с содержанием металла выше минимально-промышленного к площади всего блока (в долях единицы). Для этого на основе вариограммы плотности распределения содержаний в контуре рудоносного

блока находится алгоритм связи коэффициентов промышленной концентрации и промышленной рудоносности. В общем случае она выражается функцией, обладающей эластичными свойствами:

$$f_{K_{Sp}}(K_{Cp}) = (K_{Cp}/K_{Sp}) \cdot (dK_{Cp}/dK_{Sp}).$$

Выявленная зависимость позволяет установить коэффициент рудоносности по заданному численному значению коэффициента промышленной концентрации. Прогнозные ресурсы подсчитываются по общепринятой формуле для промышленных запасов. Однако вместо среднего содержания металла в ореоле в формуле используется принятое минимальное промышленное содержание, а площадь рудоносного блока корректируется на величину коэффициента промышленной рудоносности при заданном значении коэффициента промышленной концентрации:

$$Q = (S \cdot K_{Sp}) \cdot H \cdot d \cdot C_p,$$

где Q — прогнозные ресурсы металла, кг; S — площадь потенциального месторождения, м²; K_{Sp} — коэффициент промышленной рудоносности, равный $K_{Sp} = f_{K_{Sp}}(K_{Cp})$; H — глубина отработки прогнозируемого месторождения, м; d — объемный вес руды, т/м³; C_p — заданное минимальное промышленное содержание металла, кг/т.

Вычисление прогнозных ресурсов с использованием параметров подсчета запасов промышленных категорий применимо также для оценки вторичных геохимических полей. Поскольку основной объем опробования при региональных поисках выполняется по донным осадкам речной сети, для приведения результатов анализа предварительно отмытых проб к содержанию элементов в коренных породах предлагается использовать уточненные данные о средних мировых оценках содержания элементов в земной коре [2] и фазах стока [4] (табл. 1).

Пересчет содержания элемента в каждой пробе вторичного ореола на содержание его в коренных породах осуществляется путем введения поправок на «фазовые коэффициенты» денудации, равные отношению содержания элемента в опробованной фазе стока к его среднему содержанию (кларку) в верхней части континентальной земной коры [8, 9]. Для стандартных условий опробования поправки не используются. Поправочные коэффициенты графы «Песок» применяются, если отмыта песчаная фракция (метод Александровской ОМЭ), графы «Ил» — для метода МАСФ (ВСЕГЕИ).

Примеры вычисления прогнозных ресурсов.

Описанный метод иллюстрируется тремя примерами (рис. 1–3). На рис. 1 изображена структурная схема геохимического поля Омчакского рудного узла Колымо-Чукотской металлогенической про-

винции, включающего одно из крупнейших золото-рудных месторождений сульфидно-кварцевого типа Наталкинское (Наталка) и ряд более мелких объектов. Схема составлена на геологической основе м-ба 1:100 000 по результатам анализа донных проб, отобранных при съемке м-ба 1:200 000 и обработанных по методу, описанному выше.

Омчакский рудный узел расположен на фланге Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в толще верхнепермских вулканогенно-терригенных пород большой мощности. Породы смяты в крупные складки северо-западного простирания, которые, в свою очередь, деформированы поперечной куполообразной складчатостью, а также взбросами, надвигами, зонами трещиноватых пород и др. Рудный узел раздроблен на тектонические блоки разной величины, соизмеримые с размерами рудных полей, месторождений, рудных тел. Собственно Наталкинское месторождение представляет собой узкий клиновидный блок, зажатый между северо-западным и северо-восточным разломами. Рудные тела омчакских месторождений представляют собой линейные штокверки северо-западной ориентировки, образованные кварцевыми прожилками мощностью до 3 см. Руды месторождения относятся к арсенопиритовому минеральному типу, содержание сульфидов в них равно 3%. Кроме кварца, минералами-носителями золота являются арсенопирит (сотни граммов на 1 т) и пирит (десятки граммов на 1 т). Золото преимущественно дисперсное. Видимое золото составляет ~5% общей массы. Выделяются две продуктивные стадии минералообразования. Основная масса золота (70%) отложилась в позднюю продуктивную стадию. Важную роль в размещении оруденения играет литологический фактор. Для локализации промышленных руд наиболее благоприятны вулканогенно-осадочные отложения атканской свиты и углисто-глинистые сланцы тасской ($C_{орг} = 2,44\%$). Околорудные изменения проявились локально и представлены двумя минеральными ассоциациями, пространственно обособленными друг от друга — (адуляр+арсенопирит+апатит+магнетит) и (альбит+пирит+апатит+магнетит). Первая из них характеризует центральную часть рудоносного блока, вторая — фланговые участки. Подробно геологическое строение, геофизическая и геохимическая структуры этой территории описаны С.А.Григоровым [1] и др.

Особенности предложенной нами технологии структурирования геохимического поля заключаются в том, что вместо геофонов использованы кларки и минимально-промышленные содержания элементов, а границей между положительными (привнос металла) и отрицательными (вынос металла) анома-

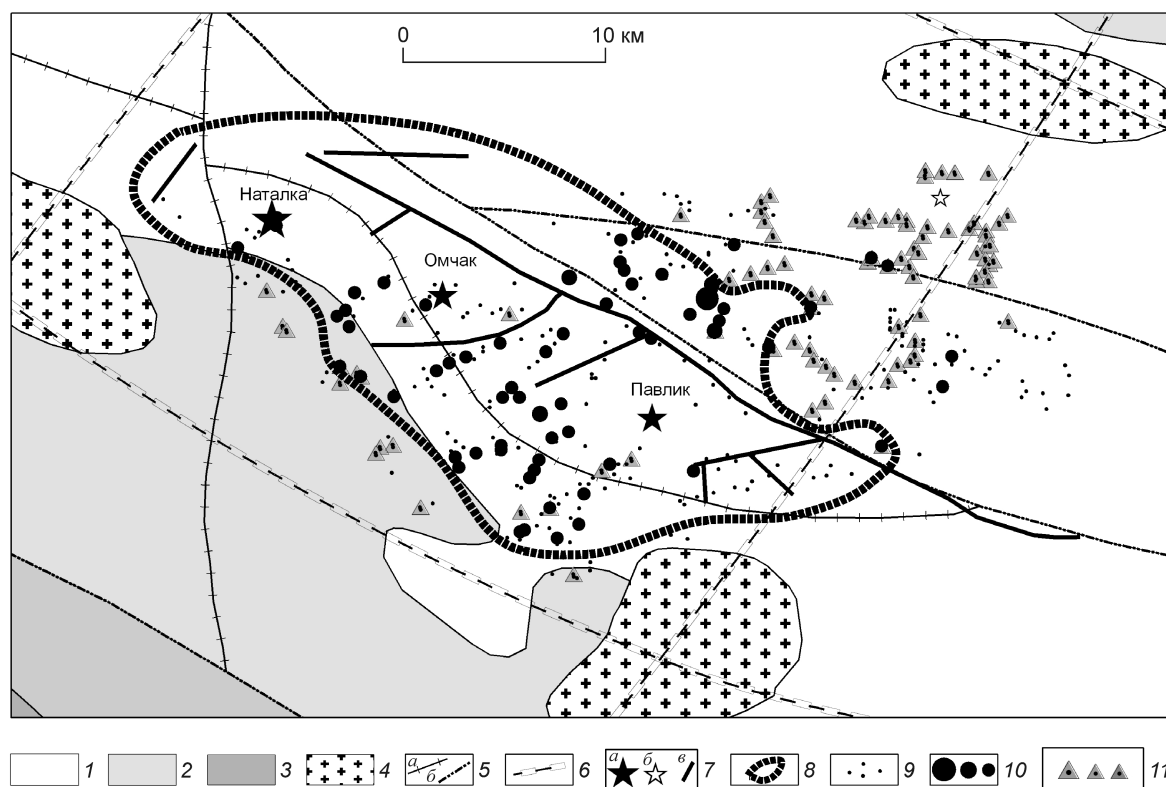


Рис. 1. Геолого-геохимическая схема локализации контура подсчета прогнозных ресурсов золота Омчакского рудного узла по геохимическим данным с учетом россыпной золотоносности:

1 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты и др., P_3 ; 2 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты и др., T_{1-2} ; 3 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, туффиты и др., T_3 ; 4 — гранодиориты, граниты, кварцевые сиениты, кварцевые диориты и др., K_{1-3} ; 5 — тектонические нарушения (*a* — надвиги, *b* — разломы неустановленной морфологии); 6 — трассеры выходов изверженных пород; 7 — рудные объекты (*a* — месторождения, *b* — рудопоявления, *в* — россыпи золота); 8 — контур подсчета прогнозных ресурсов коренного золота; 9 — точки отбора проб; 10 — то же, с содержанием Au более 0,1, 0,04, 0,007 г/т; 11 — то же, с содержанием Sn более 20, 10, 5 г/т

лиями служила константа K/C_p , характеризующая рудный фон земной коры, значения которого приведены в табл. 1.

Корректировка аналитических данных по фазе стока выполнена исходя из предположения о том, что подготовка проб к анализу производилась согласно Инструкции-83, т.е. для анализа использовался песчаный материал фракции <0,5–1,0 мм.

На рис. 1 структура Омчакского рудного узла отобразена в виде относительных повышений и понижений содержания Au в долях рудного фона. Граница рудного узла проведена по линии раздела положительных ($C_f/(K/C_p) > 1$) и отрицательных ($C_f/(K/C_p) < 1$) аномалий Au. В качестве контрольного показателя внешней границы золоторудного узла использовались положительные аномалии Sn, которое иногда образует самостоятельные небольшие месторождения, сформированные, очевидно, в иных физико-химических условиях. За пределами золоторудных аномальных полей, помимо Sn,

накапливаются также Ва и некоторые другие элементы, поэтому определение границы рудоносной структуры представляется достаточно достоверным. Специальным знаком показаны трассеры, соединяющие выходы на поверхность массивов изверженных пород (периферические очаги). Предполагается, что они трассируют положение глубинных разломов, по которым поднимались магмы и сопутствующие эманации.

Омчакский рудный узел расположен в блоке, ограниченном диагональными разломами. Его площадь по замерам площади ореолов Au и элементов продуктивной ассоциации равна 174 км². Плотность распределения коэффициента промышленной рудоносности Au (K_{Sp}) в 242 пробах золоторудного узла описывается степенной зависимостью от минимального промышленного содержания (C_p) с вероятностью аппроксимации $R^2=0,99$:

$$K_{Sp}=0,0056C_p^{-0,5}, (R^2=0,99).$$

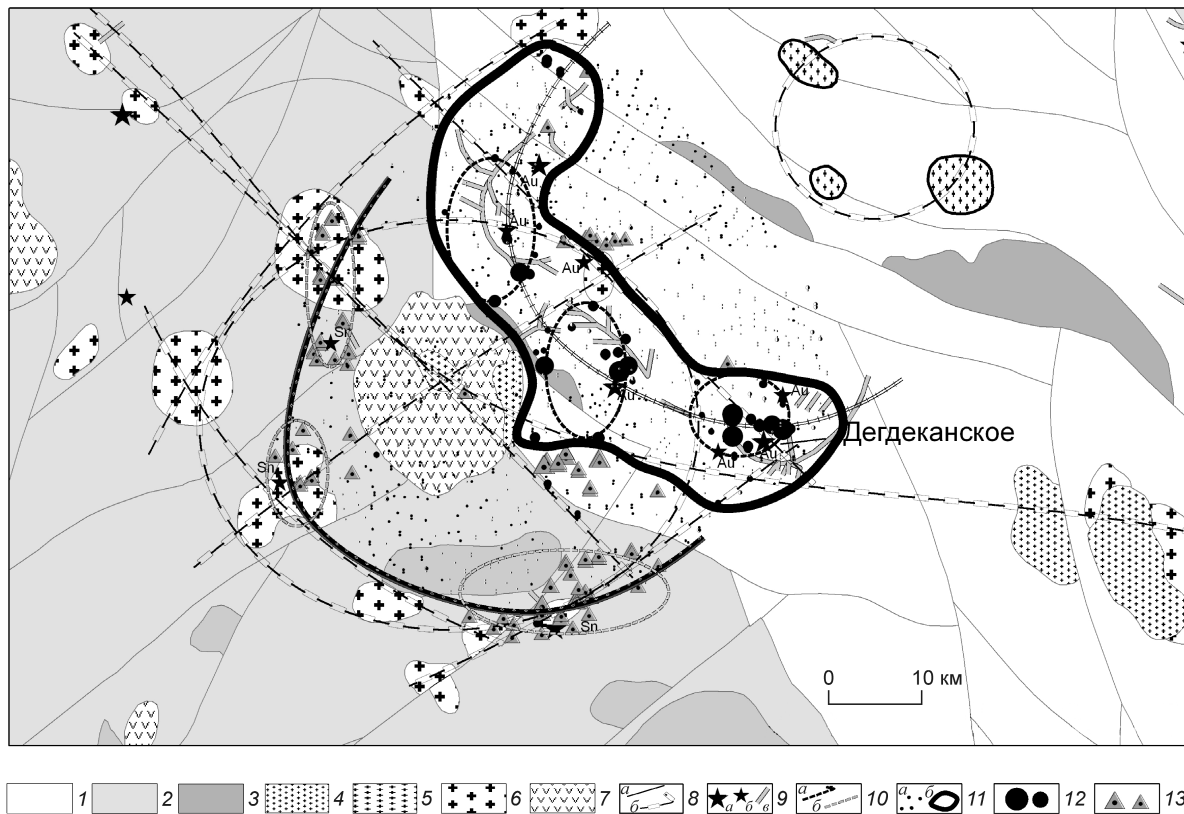


Рис. 2. Геолого-геохимическая схема локализации контура подсчета прогнозных ресурсов золота Дегдеканского рудного района по геохимическим данным:

1 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, туфопесчаники, P₃; 2 — алевролиты, аргиллиты, песчаники, конгломераты, T₁₋₂; 3 — алевролиты, аргиллиты, песчаники с прослоями туфитов, T₃; 4 — граниты, лейкограниты, гранодиорит-порфиры, сиениты, кварцевые сиениты, редко литий-фтористые граниты, P₃; 5 — двуслюдяные высокоглиноземистые граниты, амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, кварцевые диориты, J₃-K₁; 6 — гранодиориты, граниты, кварцевые сиениты, диориты и др., K₁₋₃; 7 — риолиты, дациты, их туфы, K₃; 8 — тектонические нарушения (a — надвиги, разломы, б — линейные и кольцевые трассеры размещения выходов вулканогенных пород); 9 — рудные объекты (a — месторождения, б — рудопроявления, в — золотоносные россыпи); 10 — линейные и кольцевые трассеры локализации аномальных геохимических узлов Au (a), Sn (б); 11 — точки отбора геохимических проб (a), контур подсчета прогнозных ресурсов Au (б); 12 — пробы с содержанием Au более 0,2, 0,1 г/т; 13 — то же, с содержанием Sn более 100, 50, 10 г/т

Ресурсы Au на площади рудного узла при минимальных содержаниях 1, 2, 3, 4 г/т соответственно равны:

$$Q_{Au=1 \text{ г/т}} = (S \cdot K_{Sp}) \cdot H \cdot d \cdot C_p = (174\,000\,000 \text{ м}^2 \cdot 0,0056) \cdot 1000 \text{ м} \cdot 2,7 \text{ т/м}^3 \cdot 1 \text{ г/т} = 2631 \text{ т}$$

$$Q_{Au=2 \text{ г/т}} = 174\,000\,000 \cdot 0,004 \cdot 1000 \cdot 2,7 \cdot 2 = 3758 \text{ т}$$

$$Q_{Au=3 \text{ г/т}} = 174\,000\,000 \cdot 0,003 \cdot 1000 \cdot 2,7 \cdot 3 = 4228 \text{ т}$$

$$Q_{Au=4 \text{ г/т}} = 174\,000\,000 \cdot 0,0028 \cdot 1000 \cdot 2,7 \cdot 4 = 5262 \text{ т}$$

При минимальном содержании Au 0,6 г/т, принятом при подсчете запасов месторождения Наталка как бортового, при котором достигается сплошность рудного тела, достаточная для отработки месторождения открытым способом, ресурсы равны:

$$Q_{Au=0,6 \text{ г/т}} = 174\,000\,000 \text{ м}^2 \cdot 0,0072 \cdot 1000 \text{ м} \cdot 2,7 \text{ т/м}^3 \cdot 0,6 \text{ г/т} = 2030 \text{ т}$$

Абсурдность такого подсчета ресурсов заключается в том, что при повышении минимально-промышленного содержания на 1 г/т вычисленные ресурсы возрастают почти на 600 т и более, так как при подсчете не учитывалась доля промышленных руд в месторождении — поправочный коэффициент α , характеризующий группу месторождения по сложности распределения промышленных концентраций. Его значение можно приблизительно вычислить, если в ресурсах золота при минимально-промышленном содержании 0,6 г/т принять величину α , равной единице (месторождение первой группы). Тогда при минимально-промышленном содержании Au 1 г/т коэффициент α будет равен 0,73, при 2 г/т — 0,52, при 3 г/т — 0,42, при 4 г/т — 0,36 и т.д. Общая формула зависимости поправоч-

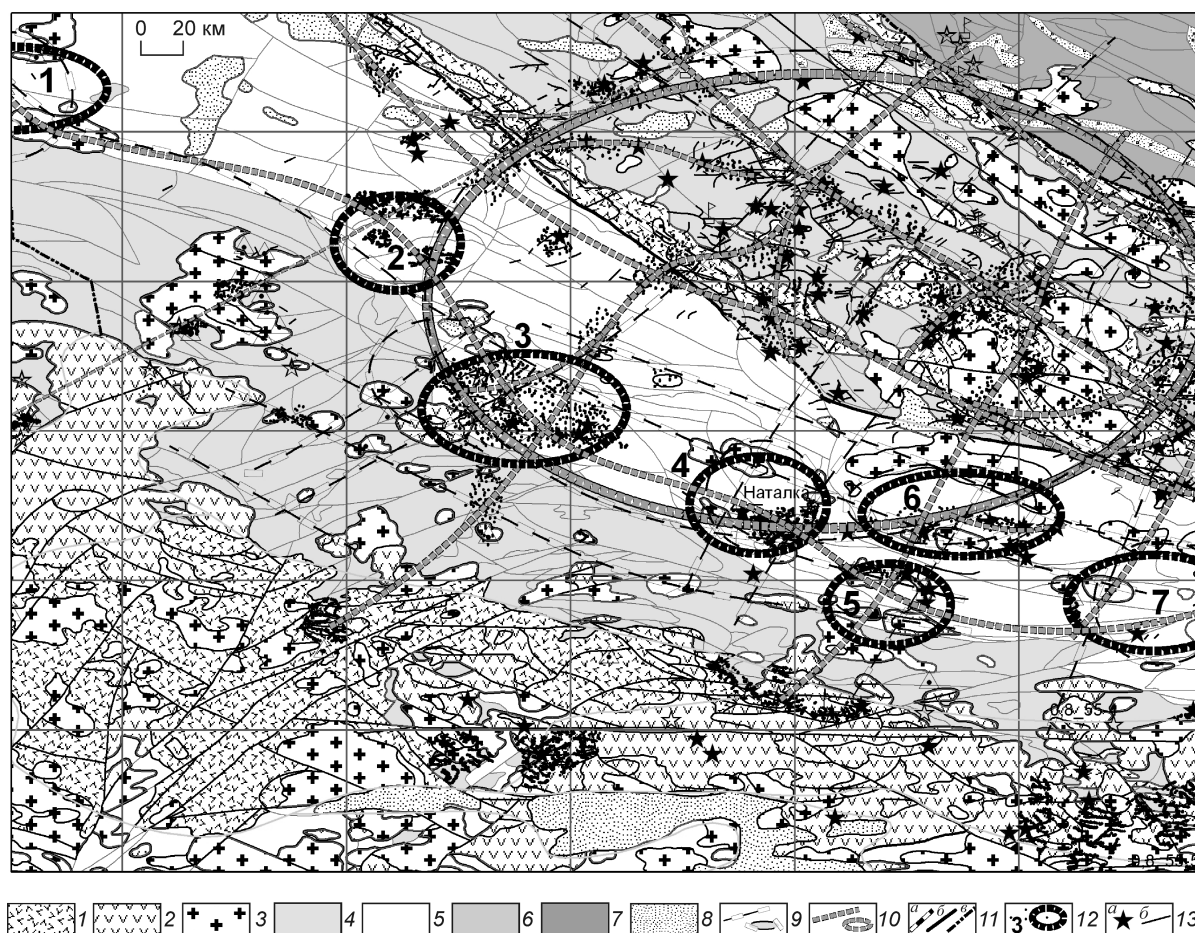


Рис. 3. Геолого-геохимическая схема структуры локализации рудных районов и узлов на территории листа Р-55, Магаданская область:

Охотско-Чукотский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: 1 — вулканогенно-терригенные породы, 2 — вулканические породы (андезит-дацит-риолитовые), 3 — plutonicкий комплекс интрузий преимущественно гранитоидного ряда; 4 — Верхнеколымская структурно-формационная зона (СФЗ). Синклиний. Нижне-верхнетриасовые терригенные осадки континентального склона; 5 — Аян-Юряхская СФЗ. Антиклинорий. Триасовые терригенные отложения континентального склона с редкими прослоями туффигов; 6 — Иньяли-Дебинская СФЗ задугового рифтинга на коре переходного типа. Синклиний. Средне-верхнеюрские терригенные осадки. 7 — Черско-Полоусненская СФЗ. Шельф. Ордовикско-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные осадки; 8 — постколлизийные межгорные впадины. Неогеновая континентальная угленосная моласса; 9 — линейные и кольцевые трассеры выходов вулканических структур разного ранга; 10 — линейные и кольцевые трассеры аномальных геохимических полей золота разного ранга; 11 — установленные тектонические нарушения (*a* — надвиги, *b* — взбросы, *в* — разломы неустановленной морфологии); 12 — аномальные геохимические поля рангов рудных районов и рудных узлов (контурами обозначены потенциальные золоторудные районы и узлы: 1 — Адыгалахский РР, 2 — Иерогылский РР, 3 — Дегдеканский РР, 4 — Омчакский РУ, 5 — Родионовский-Игуменовский РУ, 6 — Школьный РУ, 7 — Усть-Омчугский РР); 13 — рудные месторождения, рудопроявления (*a*) и россыпи (*b*) золота

ного коэффициента α от минимально-промышленного содержания (C_p) следующая: $\alpha=0,73C_p^{-0,5}$. С учетом поправочного коэффициента α ресурсы золота Омчакского рудного узла составят: при минимально-промышленном содержании 1 г/т — 1920, при 2 г/т — 1954, при 3 г/т — 1776, при 4 г/т — 1894 т.

Таким образом, обобщенно промышленные ресурсы золота в месторождениях Омчакского руд-

ного узла по геохимическим данным можно оценить в 1900 т. По данным разведки запасы золота месторождения Наталка при бортовом содержании Au, 0,6 г/т составляют 1500 т, месторождения Павлик — 200 т.

Расчеты по геохимическим данным показывают, что разведка и отработка золоторудных месторождений наталкинского типа рентабельна в качестве крупнообъемных месторождений с бедными рудами.

В связи с этим возникает проблема переоценки прогнозных ресурсов на территории геохимических аномалий со значительными размерами, но низкими концентрациями металла, т.е. проблема отделения потенциальных месторождений от зон рассеянной минерализации. В случае прогнозируемых крупно-объемных месторождений точность подсчета ресурсов с использованием коэффициента рудоносности существенно возрастает, так как понижение бортового содержания металла объективно сближает геохимические и промышленные оценки.

На рис. 2 представлена структура Дегдеканского рудного района, находящегося в 70 км северо-западнее Омчакского рудного узла. Рудный район приурочен к своду антиклинория, осложненного поперечной куполовидной складкой и кольцевым тором поперечником ~50 км, образованным выходами гранитоидов. В центре тора обнажена вулканическая структура центрального типа, сложенная лопаритовыми дацитами, туфами с реликтами вмещающих пород, поперечником 15 км. На периферии обнажается серия выходов гранодиоритов, монзонитов, кварцевых сиенитов и других пород, расположенных вокруг вулкана на расстоянии 10–15 км. Пространственно выходы изверженных пород объединены кольцевым и диагональными трассерами, которые, вероятно, обозначают приблизительные контуры близповерхностной магматической камеры, а вместе с трассерами, объединяющими АГХП, — контур рудоносной структуры района.

Аномальное геохимическое поле Au пересекает центральную часть тора в северо-западном направлении и состоит из трех изолированных узлов, из которых наиболее изучен юго-восточный, вмещающий Дегдеканское месторождение. Судя по изгибу контура АГХП золота, рудоносная зона имеет северо-восточное падение.

Контур подсчета прогнозных ресурсов Дегдеканского рудного района ограничен линией контакта золоторудных и оловорудных аномалий. Расчетная площадь золоторудного района составила 590 км². По распределению содержаний Au в 747 пробах установлено, что между коэффициентом промышленной рудоносности и минимально-промышленным содержанием Au в руде с вероятностью $R^2=0,96$ существует зависимость:

$$K_{sp}=0,0006C_p^{-0,97}.$$

На основании структурных построений и расчетов прогнозные ресурсы рудного района для отработки месторождений карьерами оценены в 950 т. С учетом $\alpha=0,73$ ресурсы золота в потенциальных месторождениях составляют 700 т, с учетом вероятного обогащения донных проб в 1,28 ра-

за — 550 т. Текущие разведанные запасы золота Дегдеканского месторождения равны 100 т (C_1+C_2).

На рис. 3 приведена геолого-геохимическая схема локализации АГХП рудных районов и узлов на территории Верхнеколымской части региональной Яно-Колымской золоторудной провинции. Гидротермальные поля региона (АГХП) и выходы изверженных пород сгруппированы в виде огромного эллипсоидного тора размером 480×240 км. Он охватывает территорию, примыкающую с севера к узлу сопряжения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Яно-Колымского золоторудного пояса. Эта территория включает большинство известных в регионе месторождений и рудопроявлений золота.

История развития территории характеризуется сменой геодинамических обстановок от накопления пермских терригенных осадков на подножии континентального склона до островодужного мезозойского вулканизма с последующими магматическими и метасоматическими процессами коллизионной стадии столкновения двух континентальных плит. Многокилометровая континентальная кора, представленная несколькими формациями терригенно-вулканогенных пород, имеющими тектонические контакты, смята в складки северо-западного простирания. Разрывные нарушения разной морфологии также имеют преимущественно северо-западное простирание и большую протяженность. Вдоль разломов часто развиты поля вулканогенных пород и гранитоидов. Гидротермальные поля (АГХП) образуют цепочки северо-западного простирания, приближенные к выходам изверженных пород. Отчетливо выделяются цепочки интрузий и гидротермальных полей северо-восточной ориентировки. Вероятно, контуры АГХП Верхнеколымской части золоторудной зоны можно рассматривать как упрощенную геометрию глубинного магматического очага, с которым связаны золоторудные месторождения этой территории. В северо-западном направлении по диагонали предполагаемый очаг пересекает Главный глубинный разлом, трассируемый серией параллельных линейных разрывных дислокаций, выходами туфов, вулканогенных и плутонических интрузий разного возраста, многочисленных месторождений и рудопроявлений золота, образующих Яно-Колымский золоторудный пояс протяженностью >1000 км. Пересечения его разрывами северо-восточного простирания образуют структурные ячейки со стороной 30–40 км. К узлам пересечения разрывов приурочены выявленные гидротермальные поля (АГХП).

Вдоль осевой части Аян-Юрхского антиклинория (СФЗ) прослеживается один из линеаментов пояса — золотоносная зона, пересекающая всю

3. Сводная таблица прогнозных ресурсов Au в рудных районах и узлах Аян-Юряхской структурно-формационной зоны Колымы

Золоторудные районы и узлы	Номер на рис. 3	Прогнозные ресурсы Au по данным донного опробования м-ба 1:200 000, т	Запасы Au по геолого-поисковым и разведочным данным, т [10]
Омчакский	4	1900	1500 (Наталка), 200 (Павлик)
Дегдеканский	3	550	100 (C ₁ -C ₂), 102 P ₂
Радионовский-Игуменовский	5	60	30 (Радионовское), 7+11 (Игуменовское)
Школьный	6	70	8+25 (запасы+добыто)
Усть-Омчугский	7	160	Au-рудные проявления Омчуг, Детринское, проявления Sn, Mo
Адыгалахский	1	Условно 100 (анализы проб на Au отсутствуют)	Au-Ag проявление Суларен, проявления Sn, Cu
Иерогылский	2	250	Мелкие месторождения Au Хачкан, Верхнехачканское, Среднехачканское
Итого		3090	

территорию (лист Р-55) в виде цепочки месторождений, гидротермальных полей и гранитоидов разного состава. Данная структура вмещает описанные выше Омчакский, Дегдеканский и еще ряд рудных районов, вытянутых цепочкой почти на 850 км, при расстоянии между ними 100–240 км. На северо-западном ее продолжении располагаются известные Яно-Идигирские золото-сурьмяные месторождения. Проявления Sn наблюдается на всем протяжении золотоносной зоны.

По современным предположениям [11], золоторудный пояс протягивается вдоль коллизионной зоны Евразийской и Северо-Американской плит, которые столкнулись в конце палеозоя — мезозое, а в настоящее время медленно расходятся. Собственно описываемые золотоносные структуры расположены на активной окраине Северо-Американской плиты.

К сожалению, для прямого вычисления суммарных ресурсов золота по всей длине рудоносной структуры единым файлом имеющиеся результаты количественного определения золота непригодны, так как между отдельными группами проб наблюдаются существенные систематические расхождения. Подсчет прогнозных ресурсов по видимой на рис. 3 части золоторудной структуры выполнен как сумма прогнозных ресурсов по рудным районам и узлам, за исключением Адыгалахского, прогнозные ресурсы по которому приняты как среднее средних и мелких РР (табл. 3).

Приведенные примеры вычисления прогнозных ресурсов с использованием геолого-промышленных категорий и «фазовых коэффициентов» стока показывают удовлетворительную сопоставимость оценок с результатами разведочных работ.

Оценка прогнозных ресурсов на стадии съёмочных работ с использованием параметров подсчета запасов геолого-промышленных категорий основана на алгоритме связи содержания металла и объема минерального сырья ($K_{Cp} \leftrightarrow K_{Sp}$). Прогноз минеральных ресурсов по результатам анализа проб с мокрым сепарированием материала производится путем предварительного пересчета результатов опробования на содержание металла в первичном ореоле. Важной особенностью метода является возможность пересчета прогнозных ресурсов на уровень региональных рентабельных промышленных содержаний металла в руде, а также использования эталонного объекта из любой точки земного шара. В целом применение геолого-промышленных параметров и «фазовых коэффициентов» денудации позволяет создать устойчивую систему взаимосвязанных количественных оценок уровня накопления рудного вещества в металлогенических структурах разного ранга. Для выполнения прогноза необходимы следующие материалы: таблицы атрибутов в формате Excel (d'baseIV) с географическими и прямоугольными координатами точек опробования; векторные географические и геологические карты района полевых работ; крат-

кая записка о методе отбора, подготовки и анализа проб, геологическом строении и полезных ископаемых территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григоров С.А. Структурный метод интерпретации геохимических данных применительно к локализации ресурсов категории P_3 и P_2 // Разведка и охрана недр. 2008. № 4–5. С. 58–66.
2. Григорьев Н.А. Среднее содержание химических элементов в горных породах, слагающих верхнюю часть континентальной коры // Геохимия. 2003. № 7. С. 785–792.
3. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании / Под ред. Н.В.Межеловского. — М.: Недра, 1991.
4. Савенко В.С. Химический состав взвешенных наносов рек мира. — М.: ГЕОС, 2006.
5. Силин И.И. Использование коэффициента минерализации при прогнозировании ресурсов полезных ископаемых по геохимическим данным // Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. М., 1988.
6. Силин И.И. Инновационные геохимические технологии // Прикладная геохимия. М., 2008. Вып. 8. Т. 2. С. 320–329.
7. Силин И.И. Парадигма поисковой геохимии // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 87–97.
8. Силин И.И. Геолого-промышленная оценка минеральных ресурсов на стадии поисков // Руды и металлы. 2012. № 1. С. 53–61.
9. Силин И.И. Использование коэффициента рудоносности для оценки прогнозных ресурсов по геохимическим данным // Разведка и охрана недр. 2012. № 2. С. 61–67.
10. <http://gold1prime.ru/aurum79/natalka.htm>.
11. www.antarstory.ru/antarcticas-41-1.html.

Из всей статьи целесообразно рассмотреть только ту ее часть, которая непосредственно относится к количественной оценке прогнозных ресурсов. Как известно, прогнозны ресурсы (ПР) участков недр твердых полезных ископаемых (ТПИ) имеют классификационные признаки, позволяющие разделить их на три категории по степени обоснованности — P_1 , P_2 , P_3 (Классификация запасов и прогнозных ресурсов, утвержденная приказом МПР России № 278 от 25.12.2006 г.). Для первых двух категорий, относящихся к конкретным объектам (участкам) геологоразведочных работ и месторождениям, оценка ПР производится по совокупности геологических, геофизических, геохимических материалов с обязательным использованием данных опробования горных выработок и буровых скважин. И лишь оценка ПР категории P_3 допускается по результатам анализа геологических, геофизических и геохимических данных без привязки к конкретным объектам.

Автор не указывает, на какие категории ПР или металлогенический потенциал (?) распространяется предлагаемая методика.

Предлагается распространить количественные показатели сложности геологического строения месторождения ТПИ, используемые при подсчете запасов, — коэффициент рудоносности и показатель изменчивости основных свойств месторождения на подсчет прогнозных ресурсов в выделенном блоке минерализованных пород. При этом авторский площадной коэффициент промышленной рудоносности (как долевое соотношение рудоносности площади с содержанием полезного ископаемого выше минимального промышленного и оцениваемого блока минерализованных пород в целом) не соответствует используемому при подсчете запасов линейному коэффициенту рудоносности, определяемому строго по интервалам скважин и горных выработок в объеме подсчитываемых запасов.

Суть предлагаемого автором коэффициента промышленной концентрации [элемента] K_{Cp} неуловима. Дело в том, что предлагаемый к использованию коэффициент пропорциональности вовсе не глобальная геолого-экономическая постоянная, а экспертная оценка текущего значения этой величины, т.е. функция времени, оцениваемая экспертами и утверждаемая затем специалистами и управленцами. Причем доля неопределенности, как в случае любой экспертной оценки, весьма велика. Автор прошел мимо этого обстоятельства и не проанализировал его влияние на оценку ресурсов.

В приведенном примере оценки ПР по Омчакскому рудному узлу автор оперирует разными, по существу, геолого-экономическими показателями — минимальное промышленное содержание (МПС), минимальное содержание, бортовое содержание (для Наталкинского месторождения содержание Au 0,6 г/т рассматривается как МПС), что нельзя признать корректным. Минимальное промышленное содержание — расчетный сугубо экономический показатель, отвечающий нулевой рентабельности проектируемого пред-

приятия. Он распространяется на каждый конкретный подсчетный блок, а не на месторождение в целом и тем более не на прогнозируемую площадь. Бортовое содержание используется только как показатель оконтуривания месторождения для достижения экономической эффективности его отработки. Применительно к коэффициенту рудоносности должно рассматриваться фактическое содержание, получаемое путем опробования интервалов оруденелых и вмещающих пород.

Приведенный пример с повышением минимального промышленного содержания для расчетов ресурсов четко показывает, что при каждом таком повышении сокращается площадь рудоносности. Именно поэтому автор вынужден дополнительно вводить понижающий коэффициент («поправочный») исходя из сложности строения месторождения. Величина этого коэффициента не получила обоснования.

Б.И.Беневольский
докт. геол.-минер наук,
зав. отделом конъюнктуры минерального сырья ЦНИГРИ

А.Г.Волчков
канд. геол.-минер наук,
зав. отделом научно-методического сопровождения ГРР ЦНИГРИ

И.А.Кубанцев
ст. научный сотрудник отдела научно-методического сопровождения ГРР ЦНИГРИ

НОВОСТИ, ИНФОРМАЦИЯ

МАТЕРИАЛЫ XXXIV СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА*

MATERIALS OF 34th IGC

Железоокисдно-золото-медные (ИОСГ) месторождения (раздел 3). К данным месторождениям с малосернистыми низкотитанистыми магнетитовыми или гематитовыми рудами, обогащенными Cu и Au, иногда также U и (или) РЗЭ, в отечественной геологической литературе относят объекты типа Олимпик Дэм. В начале 2000-х годов их выделили в отдельную группу (ИОСГ). На специальной сессии МГК-34 среди объектов «несчастливого» семейства (The unhappy family) рассмотрены различные по вещественному составу и генезису месторождения — Олимпик Дэм (медно-железо-золото-урановое), железо-скарновые (железоокисдно-апатитовые) Соколово-Сарбайской группы, Кируна и т.п., а также нередко сопряженные с последними железо-медно(золото)-скарновые, медно-порфиновые (с магнетитом) и другие близкие по составу.

В ряде докладов обсуждались новые данные, отражающие существенные различия между месторождениями типа Олимпик Дэм (Австралия) и магнетит-апатитовыми объектами типа Кируна (Швеция), гидротермальными месторождениями железа, богатыми магнетитом медно-золото-порфировыми и скарновыми железо-медными, ранее рассматривавшимися в единой группе месторождений ИОСГ. Это относится, в первую очередь, к различной геотектонической позиции характеризуемых месторождений, а также к разным составам рудообразующих флюидов и источников серы при формировании руд.

Некоторые авторы рассматривают месторождение Олимпик Дэм в качестве одной из составляющих более широкой группы объектов, образовавшихся в ходе развития специализированных в отношении оксидов железа крупных гидротермальных систем. Такие системы с оксидами железа и зонами щелочного метасоматоза включают собственно месторождения типа Олимпик Дэм, а также похожие на них, но не содержащие Cu и Au объекты, связанные с интрузиями, формирующимися в широком интервале глубин. Предполагается, что при развитии гидротермальных систем от ранних этапов к более поздним сменяются региональные зоны Na-Ca-Fe состава → K-метасоматитами с уменьшением объема → Fe-Na-Ca (Fe-K-Ca) → оксидами железа и апатита. Классические месторождения типа Олимпик Дэм формируются позднее, чем окисленные образования с дефицитом серы, и представляют продукт другого флюида седиментогенного или гидротермально-магматического происхождения. Высказывается предположение о том, что разнообразие месторождений ИОСГ сходно с «внутривидовой» изменчивостью порфировых, скарновых, метасоматических и других месторождений.

Разнообразие месторождений ИОСГ по составу руд определяется источниками энергии, обеспечивающими перенос гидротермального флюида, источниками рудных компонентов и флюидов, наличием благоприятных для рудоотложения подводных каналов, а также физико-химических барьеров, способствующих осаждению рудных компонентов.

В нескольких докладах особо подчеркивается важный поисковый критерий месторождений типа Олимпик Дэм — общая ураноносность объектов. Эталонному объекту отвечает крупная уран-редкоземельная аномалия, широкие поля развития Na-Ca метасоматоза и K-метасоматитов. Высказана также уверенность в возможной локализации месторождений типа Олимпик Дэм не только в архей-протерозойских комплексах, но и в палеозойских образованиях.

На примере объектов типа Олимпик Дэм показано, что использование комплексного каротажа керна поисковых скважин в сочетании с непрерывной регистрацией минералого-геохимической информации

* Продолжение, начало см. № 2/2013.

позволяет создать пространственную картину распределения характеристик окolorудных изменений. Используя полученные данные, можно корректировать направление поискового бурения. В качестве наиболее информативных для оценки близости к руде рассматриваются сведения о составе светлых слюд и хлорита.

Высоко оценивается эффективность метода фотографирования и сканирования зерна поисковых скважин в зоне окolorудных гидротермальных образований. Работа проводилась в видимой и ИК-области спектра (интервал длины волн от 400 до 2500 нм) с линейным разрешением 8 мкм. При этом использовался разработанный в Австралии аппаратный комплекс для комплексного оперативного автоматизированного изучения зерна. При изучении спектров слюд, минералов ряда эпидот-хлорит отчетливо фиксируются зоны медной минерализации, вскрытые скважинами, в том числе на некотором (десятки метров) удалении от скважины. Констатируется уверенное автоматическое выделение зон медной минерализации.

Обоснована необходимость комплексирования геофизических (электромагнитных, сейсмических, радиометрических) и геохимических методов, включая геохронологические данные и ИК-спектрометрию зерна поисковых скважин при прогнозировании и поисках объектов типа Олимпик Дэм с мощным чехлом перекрывающих осадочных и вулканических образований.

Подчеркивается важная роль объемного моделирования месторождений типа Олимпик Дэм. Предложено использовать при поисках пакет прикладных программ GoCAD 3D для объемной визуализации комплексной геолого-геохимической информации. Для оконтуривания потенциально перспективных зон гематитизации и накопления магнетита рекомендовано комплексирование данных детальной грави- и магниторазведки, геологических разрезов по скважинам с данными о составе пород и гидротермально-метасоматических изменений, геохимических исследований.

M.Hitzman (США) охарактеризовал степень сходства-различия между классическими (железооксидно-золото-медно-урановыми) месторождениями типа Олимпик Дэм (Австралия) и магнетит-апатитовыми объектами типа Кируна (Швеция). Первые — гидротермально-магматические образования, содержащие промышленные скопления Cu и Au, приуроченные к структурно контролируемым зонам брекчий и связанные с региональными зонами Na- или Na-Ca-метасоматитов. Иногда рудные скопления ассоциируют с зонами развития минеральных ассоциаций, сформировавшихся при аномально высоких температуре и давлении. Кроме того, для них характерно широкое развитие оксидов железа с низким содержанием титана и (или) силикатов железа, которые пространственно тесно связаны с осажденными позднее сульфидами Cu и Fe, но парагенетически более ранние. Обилие пирита и интенсивное окварцевание не характерны. Отчетлива связь с главными интрузивными комплексами во времени, но не всегда в пространстве. Вероятно, большая часть классических месторождений типа Олимпик Дэм сформировалась в интракратонных обстановках докембрия. Магнетит-апатитовые месторождения типа Кируна в геологическом времени проявлены иначе. Многие из них сформировались в условиях конвергентных окраин, очевидна их пространственная и генетическая связь с интрузивными телами промежуточного состава. Однако по данным изучения флюидных включений предполагается, что медь в обоих случаях переносилась сходными флюидами, но на месторождениях типа Кируна для ее осаждения не было условий. Такое понимание сходства химического состава гидротермальных флюидов и различий геологических обстановок формирования представляется, по мнению автора, важным при планировании и проведении ГРП на эти типы оруденения в масштабе месторождений и рудных полей.

L.V.S.Monteiro et al. (Бразилия, университеты Сан-Пауло и Кампинас, компания *INCT*) в качестве особых гидротермально-магматических систем рассмотрены месторождения типа Олимпик Дэм, залегающие в архейских толщах металлогенической провинции Карахас, Бразилия. Месторождения располагаются в краевых частях архейских тектонических блоков Рио Мария и Карахас вдоль зон субширотного ориентированных сдвигов. Вмещающие породы — тоналиты Бакаба и Секвериньо (абсолютный возраст 3,0 млрд. лет), граниты Серра Дурада (2,86 млрд. лет), тальк-тремолитовые сланцы зеленокаменного пояса Сапукайя (2,97 млрд. лет) и метавулканиды супергруппы Итакайюнас (2,76 млрд. лет). Эти образования прорваны гранитоидами Соссега (2,74 млрд. лет) и небольшими штоками известково-щелочных риолит-дацитовых порфиридов одновозрастных с норитами. Зоны развития фельзитов и мафитов в пределах блока Карахас пространственно совпадают с областями развития медной минерализации. Все перечисленные образования прорваны дайками кварц-полевошпатовых порфиридов (1,88 млрд. лет), которые в наименьшей степени подверглись изменениям. Выделены три зоны региональных изменений: дистальная (богатые скаполитом милониты), промежуточная (магнетит-апатит-актинолитовые породы) и проксимальная (породы, подвергшиеся калиевому метасоматозу и хлоритизации, одновозрастные с Cu-Au ору-

денением и залегающие в структурах, сформированных за счет хрупких деформаций). Преимущественно магматогенный источник гидротермальных флюидов и серы установлен для Cu-Ni-Zn оруденения месторождения Кастанья, где преобладают пирротин-пентландитовые и магнетитовые залежи. Смешанный изотопный состав элементов, характерный для горячих высокоминерализованных магматогенных металлоносных флюидов в смеси с метеогенными водами во время воздымания системы, свойствен большинству крупных месторождений (Соссега, Кристалино, Альво-118).

J.F.Montreuil et al. (Геологическая служба Канады, Национальный институт исследований в области наук о Земле и экологии, провинция Квебек) обсуждается использование в качестве поисковых признаков геохимических особенностей зон гидротермальных изменений, сопровождающих рудные залежи месторождений типа Олимпик Дэм. Зоны гидротермальных изменений, возникающие в процессе формирования месторождений типа Олимпик Дэм, весьма обширны, проявлены как на региональном, так и на локальном уровнях. В их пределах минеральный и химический составы, а также структурно-текстурные свойства вмещающих пород могут быть глубоко преобразованы. На месторождениях типа Олимпик Дэм стадийность гидротермальных процессов по мере понижения температуры в системе выражается в смене состава метасоматитов от натриевых к кальциево-железистым, калиево-железистым и, наконец, калиевым. Изучение подвижности химических элементов в гидротермальных системах типа Олимпик Дэм показало, что в них даже такие обычно малоподвижные элементы, как Ta, Nb, Th, Ti и PЗЭ, могут практически полностью вовлекаться в интенсивную миграцию. По данным геохимического моделирования с использованием анализа композитных данных и метода главной компоненты геохимическая специфика изменений (натровых, натрово-кальциево-железистых, кальциево-железистых, кальциево-железисто-калиевых, калиевых, калиево-железистых) — следствие крайне высокой подвижности химических элементов. Различия этих характерных зон статистически воспроизводимы, а возникновение зон слабо зависит от состава исходных пород. С помощью метода главной компоненты удалось выбрать показатели степени измененности пород, а используя дискриминационные диаграммы — оценить, насколько состав исследуемых пород похож на состав зон изменений, присущих месторождениям типа Олимпик Дэм. На картах регионального масштаба с помощью показателей степени измененности определяют степень зрелости систем, связанных с месторождениями типа Олимпик Дэм.

H.Chen (Китай, АН КНР) посвятил сообщение вопросам классификации рудных объектов типа Олимпик Дэм. Источники металлов в рудах таких объектов в большинстве случаев достоверно не установлены. Происхождение серы на ряде месторождений рассматриваемого типа связывается с седиментогенными рассолами и морской водой на месторождениях Центральных Анд и в металлогенической провинции Карахас в Бразилии, глубинными артезианскими водами и метаморфогенными флюидами на месторождениях района Клонкарри в Австралии, вмещающими породами карбонатитового массива Палабора в Южной Африке. Однако только сера эвапоритов хорошо диагностируется по значениям $\delta^{34}\text{S} > 10\%$, в то время как для глубинных артезианских вод или метаморфогенных флюидов этот показатель ниже, например, на месторождениях Клонкарри. В последнем случае присутствие флюида из внешнего по отношению к рудообразующей системе источника определяется по другим признакам, например по составу изотопов благородных газов. Месторождения типа Олимпик Дэм автор относит к группе (клану) месторождений состава $\text{Cu}(\pm\text{Au}\pm\text{Ag}\pm\text{U})$, богатых гипогенными оксидами железа (магнетитом и (или) гематитом), в которых сера, заимствуемая из внешних источников, может играть важную роль в формировании рудной минерализации Cu, Au, Ag, U. Все магнетитовые месторождения типа Кируна, гидротермальные железа, богатые магнетитом порфиоровые Cu (Au) и скарновые Cu (Au) из группы исключаются. Оставшиеся объекты по преобладанию той или иной минеральной формы оксида железа, ассоциирующей с оруденением, — гематита или магнетита — разделены на две подгруппы. Выделенные по этому признаку гематитовые и магнетитовые месторождения типа Олимпик Дэм не зависят от вмещающих пород или тектонических обстановок формирования, а их возраст изменяется от позднеархейского до плейстоценового.

X.Zhao et al. (КНР, университет Гонконга) охарактеризовали состав и строение объектов типа Олимпик Дэм в пределах раннепротерозойской металлогенической провинции Каньдьян в образованиях групп Доньчуан и Дахоньшань на юге КНР. Полоса пород протяженностью >350 км прослеживается к югу на территории Вьетнама. Происхождение месторождений — предмет дискуссий. По мнению авторов, структурно-текстурные особенности руд, их минеральный состав и изменения вмещающих пород типичны для месторождений типа Олимпик Дэм. Рудные тела обычно приурочены к ядрам антиклинальных складок, перегибам и пересечениям тектонических зон, литологическим контактам. Месторождения

тесно ассоциируют с многочисленными зонами брекчий, обломочная составляющая которых представлена вмещающими или изверженными породами. Основные рудные минералы — магнетит, гематит, халькопирит, борнит; в качестве попутных компонентов могут присутствовать золото и серебро. На дорудные натровые метасоматиты наложены калиевые и зоны развития гематита и магнетита. Сульфиды меди, вероятно, одновозрастны с окварцеванием и несколько моложе оксидов железа. Рудообразующие флюиды были высоко минерализованы и богаты углекислотой. Они возникли, вероятно, при смешении магматогенных и эвапоритовых компонентов. Определения возраста по циркону (U-Pb метод) и молибдениту (Re-Os метод) показали, что металлогеническая провинция Каньдьян развивалась в течение продолжительного периода, а формирование руд было многостадийным. Возраст главной стадии рудоотложения ~1,66 млрд. лет и примерно совпадает с внедрением интрузий долеритов. Время образования зон гидротермальных изменений — 1,45 и 1,08 млрд. лет. Авторы полагают, что месторождения формировались в обстановке интракратонного рифта.

M.L.Dora et al. (Геологическая служба Индии, университет г. Нагпур) изучили геологические особенности медного месторождения Таневасна (тип Олимпик Дэм) в западной части кратона Бастар, Центральная Индия. Рудная минерализация приурочена к серии кулисно расположенных кварц-барит-хлоритовых жил, сформировавшихся в зоне сдвига северо-западного простирания. Зона пересекает массив гранитоидов, следуя субпараллельно бортам рифта Годавари. В гранитоидах, вмещающих жилы, развиты региональные зоны Na-метасоматитов, образовавшихся одновременно с зоной сдвига. Позднее на них наложились зоны интенсивного K-метасоматоза. К завершающей фазе последнего приурочено формирование брекчий, цемент которых богат магнетитом, и Cu-Au оруденения. Жильно-прожилково-вкрапленная рудная минерализация развивается по зонам сдвига и плоскостям трещиноватости. В периоды повторной активизации зоны сдвига происходило обогащение оруденения за счет ремобилизации. Содержание в рудах Cu 1,0–3,1%, Au 0,12–1,3 г/т, Ва 1833–19746 г/т. Запасы Cu, рассчитанные по бортовому содержанию 0,55%, при глубине карьера 180 м составляют 6 млн. т. Данные по флюидным включениям свидетельствуют о том, что общая минерализация флюида изменялась от 2,46 до 29 экв. вес. % NaCl. Он имел водно-углекислотный состав, а температура гомогенизации включений находилась в пределах 120–251°C, что согласуется с данными геотермометрии по хлориту (отношение Fe/Fe+Mg). Вышеперечисленные признаки говорят о магматическом происхождении рудообразующих флюидов. Химический состав пирита и магнетита также указывает на принадлежность данного месторождения к типу Олимпик Дэм. Кроме него, к данному типу в Индии относятся месторождения меди Хетри и Сингбхум.

T.M.Porter (Австралия, компания «Porter GeoConsultancy») охарактеризовал месторождения типа Олимпик Дэм как одно из подразделений более обширной группы объектов, образованных в ходе развития специализированных в отношении оксидов железа гидротермальных систем. Рудные системы, ассоциирующие с оксидами железа и зонами щелочного метасоматизма, включают широкий круг разнообразных объектов, в том числе собственно месторождения типа Олимпик Дэм, похожие на них, но не содержащие Cu и Au объекты, а также месторождения, связанные с интрузиями. Широкий интервал глубин, в пределах которого образуются эти системы и зоны гидротермальных изменений (Na/Ca/K+mgт/hm), дает представление о режимах циркуляции флюидов, захватывавших всю мощность литосферы. Практически все подобные месторождения ассоциируют с крупными магматическими комплексами, включающими переменные доли анатектических гранитоидов, мантийных дифференцированных мафических пород и промежуточных разностей. Судя по результатам изучения изотопного состава образований, эти системы заключали по крайней мере одну из разновидностей флюида: мантийную углекислотную гидротермально-магматическую, весьма высокоминерализованную богатую железом и щелочами гидротермально-магматическую, метаморфогенную, седиментогенную. Наиболее ранний этап, обычно гидротермально-магматический, обусловил проявление региональных зон Na-Ca±Fe состава (альбит/скаполит±магнетит, $T > 500^\circ\text{C}$), после которых с уменьшением захватываемого объема и площади преобразуемых пород следуют K-метасоматиты (биотит/КПШ±магнетит, $T \sim 450^\circ\text{C}$), затем Fe-Na-Ca (магнетит-скаполит-апатит-актинолит) или Fe-K-Ca (магнетит-КПШ-актинолит±карбо-нат) соответственно на более глубоком или высоком уровне. Завершается последовательность замещения отложением ассоциации оксидов железа и апатита. Классические месторождения типа Олимпик Дэм формируются позднее, чем эти окисленные, дефицитные по отношению к сере образования, и отражают дополнительный эффект другого флюида, обычно седиментогенного или гидротермально-магматического происхождения. Классические месторождения типа Олимпик Дэм располагаются на уровнях от глубинной Na-K фации до сравнительно близповерх-

ностной мусковит-серицит-гематитовой (<250°C). Масштаб флюидной циркуляции, протяженность структур, литологический состав, набор источников металлов, а также видов и сочетаний флюидов способствуют широкому разнообразию типов оруденения. Понимание иерархии участвующих в рудообразовании систем автор считает необходимым для надлежащей оценки генезиса и индивидуальных особенностей месторождений типа Олимпик Дэм.

В другом сообщении *T.M.Porter* охарактеризовал магматизм и околорудные изменения, присущие обстановке формирования месторождений типа Олимпик Дэм. Рудообразующие системы, связанные с оксидами железа и зонами щелочного метасоматизма, с которыми, в частности, могут ассоциировать месторождения типа Олимпик Дэм, известны на всех континентах. Площадь зон измененных пород составляет от десятков до нескольких тысяч квадратных километров, их вертикальный размах достигает половины мощности земной коры, а месторождения в их пределах могут формироваться в интервале глубин от >12 до <2 км. По результатам изотопных исследований эти системы сформированы одним из следующих флюидов: мантийным гидротермально-магматическим богатым углекислотой и летучими компонентами; гидротермально-магматическим сверхминерализованным богатым железом и щелочами, высокотемпературным магматогенным; седиментогенным; маточным (остаточным) рассолом соленосных толщ. Практически все месторождения типа Олимпик Дэм одновозрастны с слагающими батолиты породами — анатектическими гранитоидами и дифференцированными мантийными породами среднего—основного состава, сопровождаемыми крупнообъемными излияниями коагматичных им бимодальных базальт-андезитовых и фельзитовых лав и пирокластов и (или) внедрением также одновозрастных интрузивных тел основного состава (от мелких интрузивных тел до крупных расслоенных комплексов площадью >100 000 км²). Эти наблюдения демонстрируют общелитосферный масштаб магматизма и связанных с ним флюидно-циркуляционных систем, дающих начало описываемым месторождениям. Интенсивный крупномасштабный магматизм — следствие поддвигания литосферных плит в приподошвенной части субкоровой литосферной мантии и (или) результат взаимодействия плит непосредственно под поверхностью Мохоровичича в определенные периоды геологической истории Земли. В обоих случаях в процессе участвуют крупные мантийные очаги, где происходит дифференциация вещества, которые возникают в результате расслаивания коры и образования срывов или в ходе развития мантийных плюмов. В любом случае, в результате декомпрессии вещество верхней мантии плавится на глубине обычно <100 км. Взаимодействия литосферных плит, анатектический магматизм и высокотемпературный метаморфизм генерировали тепло и флюиды, поддерживая деятельность циркуляционных ячеек, осаждение руд и развитие огромных зон изменений в породах земной коры.

M.D.Barton (США, университет штата Аризона) рассмотрел сходство оруденения типа Олимпик Дэм на уровне рудообразующих систем и различия на уровне составляющих их объектов. К этому типу месторождений, впервые выделенному в 1980-х годах, относятся рудные объекты бедные серой, в образовании которых решающая роль принадлежит высокоминерализованным рассолам. Ранее установлено, что важнейшей характеристикой таких систем является уровень содержания низкотитанистого магнетита и (или) гематита порядка $n \cdot 10^1\%$, наряду с аномально высокими содержаниями Р, Си, Ау, РЗЭ, Со и (или) U. Выделение Олимпик Дэм как типа в геолого-промышленных классификациях привело к затушевыванию роли естественных ассоциаций химических элементов в рудах. В ряде случаев для объектов ранга месторождения или рудного поля отмечается зональное строение, причем внешняя Са-На зона, обедненная промышленно ценными компонентами, переходит в обогащенную магнетитом и далее — гематитом ($\pm K, H^+$) зону. Последняя может включать промышленные содержания Си, Ау или U. Далее могут располагаться руды, бедные оксидами железа. В недавних сводках как важные факторы возникновения той или иной разновидности зональности и накопления в системе Ау и Си отмечены состав исходных пород, впоследствии подвергшихся изменениям, содержание серы и источники ее поступления, а также глубина развития системы. Во многих случаях приведены признаки наличия в рудообразующей системе метеогенных и (или) седиментогенных флюидов, циркуляция которых была обусловлена многими факторами. Такие системы можно рассматривать в качестве «континентальных» гидротермальных систем, содержащих как высокоминерализованные флюиды, так и растворы с меньшим содержанием солей. Разнообразие, присущее месторождениям типа Олимпик Дэм, сродни «внутривидовой» изменчивости порфирировых, скарновых, метасоматических и других месторождений.

R.Skirrow et al. (Австралия, Правительственное агентство «Geoscience Australia») остановились на вопросах обоснования поисковых критериев при проведении ГРП на объектах типа Олимпик Дэм и проблемах методики картирования перспективных территорий. Образование месторождений типа Олимпик

Дэм требует одновременного наличия: источника энергии, обеспечивающего перенос гидротермального флюида; источника рудных компонентов (металлов и серы) и флюидов; благоприятной для рудоотложения структуры подводных каналов для флюидов; зон градиента физико-химических характеристик (барьеров), благоприятных для осаждения рудных компонентов. Эти условия соблюдаются для рудообразующих систем типа Олимпик Дэм в северной части Квинсленда и в Южной Австралии, где объекты ураноносны. Здесь в ходе ГРП картировались все упомянутые признаки. В результате созданы карты ураноносности этих территорий. В северной части Квинсленда наиболее вероятно обнаружение месторождений типа Олимпик Дэм в породах группы Истерн Маунт Айза, перекрытых молодыми безрудными образованиями. Однако потенциал ураноносности здесь невысокий из-за значительной глубины древнего эрозионного вреза. Достаточно высокая перспективность палеозойских рудообразующих систем установлена в регионе Этеридж. На территории штата Южная Австралия предположительно мезозойско-протерозойские образования металлогенической провинции Олимпик могут продолжаться далее к западу, чем это предполагалось ранее, и достигать района Кубер Пиди Ридж. Положительно оценена перспективность северной части металлогенической провинции Кэрнамона, где возраст отложений и обстановка их формирования сходны с выявленными для эталонного объекта — кратона Гаулер.

P.G.Kirkby et al. (Австралия, университет Тасмании, компания «*Ivanhoe Australia*») охарактеризовали геолого-структурные особенности и состав изотопов серы очень богатых руд молибден-рениевого месторождения Мерлин, расположенного в рудном районе Маунт Айза, Австралия. Месторождение наложено на систему типа Олимпик Дэм — медное месторождение Маунт Доре, заключенного в зоне Na-Ca-метасоматитов регионального масштаба, на фоне которой проявлены более мелкие зоны калишпатизации, карбонатизации и хлоритизации. Молибденитовые залежи локализованы в тектонических брекчиях осадочных пород и гранитоидов Маунт Доре в пределах субмеридионально ориентированной зоны разлома. Последняя — один из продуктов позднего этапа хрупких деформаций, завершавшего весьма длительный период развития региональной по масштабам зоны сдвига. Молибденит подвергся воздействию пострудных тектонических деформаций. Узкий интервал значений $\delta^{34}\text{S}$, присущий молибдениту, дает основание предполагать единственный источник серы в общей восстановительной обстановке рудообразования ($\delta^{34}\text{S} \sim -6\%$). Судя по показаниям Ti/Zr геотермометра и сведениям о температуре отложения молибденита, руды формировались в интервале 400–600°C. Наиболее вероятная модель рудообразования — продуцирование магматогенного флюида в апикальной части батолита Уильямс и последующее его поступление в зону глубинного разлома. Характерная особенность рудообразующего флюида — обогащение его парогазовой фазы Mo и Re. Конденсация металлоносных паров происходила при смешении пара с относительно холодными и богатыми сульфидной серой метаморфогенными водами, находившимися в изотопном равновесии с черными сланцами. Наиболее вероятной представляется такая последовательность событий в ходе формирования упомянутых месторождений. Оруденение типа Олимпик Дэм (месторождение Маунт Доре) образовалось при вскрытии зоной разлома циркуляционной системы над апикальной частью гранитоидного массива, а месторождение Мерлин — при более глубоком проникновении разлома непосредственно в граниты.

J.A.Greene et al. (Австралия, университет Тасмании, Правительственное агентство «Geoscience Australia», компания «*Ivanhoe Australia*») изучили состав рудообразующих флюидов молибден-рениевого месторождения Мерлин, руды которого являются самыми богатыми в мире среди такого рода объектов. Месторождение расположено в пределах протерозойского Восточного складчатого пояса на выступе Маунт Айза, Австралия. Руды постгенетические относительно залежей месторождения Маунт Доре (относят к типу Олимпик Дэм), в краевой части которого оно располагается. Месторождение Мерлин залегает в зоне тектонических брекчий, подвергшихся пропилитизации, а также K и Si метасоматозу. В придонной части установленной рудной залежи с помощью метода катодной люминесценции выявлена генерация кварца, связанного с молибденитом. Кварц содержит жидкостные и паровые включения низкой плотности. Температура гомогенизации флюида во включениях в среднем соответственно 396 и 377°C, соленость в обоих случаях низкая (модальное значение 1,9 вес. % NaCl). С помощью рамановской спектроскопии в их составе обнаружена только вода. Вероятно, включения сформировались во время разделения фаз, поэтому температуры их гомогенизации соответствуют истинной температуре захвата флюидов. Сопоставление этих значений с граничными для полей устойчивости кварца показало, что имелась вероятность его ретроградного растворения. Кроме того, флюиды, сформировавшие месторождение Мерлин, близки к слабоминерализованному и слабогазонасыщенному водному флюиду в критической точке его существования, т.е. на большей глубине при более высокой температуре флюид

должен был находиться в надкритическом состоянии. Несмотря на то что месторождение Мерлин расположено поблизости от месторождения Маунт Доре и наследует общую тектоническую структуру последнего, состав флюидов в его пределах резко отличается от такового на месторождениях восточного продолжения Олимпик Дэм, для которых характерны высокая минерализация и насыщенность CO_2 . Таким образом, месторождение Мерлин отличается по геохимической специализации и характеру рудообразующих флюидов от месторождений типа Олимпик Дэм.

McGloin, A. Tomkins (Австралия, университет г. Монаш) выдвинули предположение о возможности обнаружения в рудном районе Маунт Айза ураноносных объектов типа Олимпик Дэм. Эталонный объект — месторождение Олимпик Дэм — сопровождается огромная U-P3Э аномалия. В образованиях, слагающих другие месторождения этого типа, обогащение U и P3Э тоже отмечается, но процессы, вызывающие его, мало исследованы. Например, породы, слагающие разведочный участок Валгалла, находящийся в пределах выступа Маунт Айза, богаты магнетитом и, как многие системы типа Олимпик Дэм, пространственно связаны с анорогенными гранитоидами. Урановые рудные залежи здесь обогащены такими обычно малоподвижными элементами, как Y, Zr, Nb, Ti и P3Э. Главные минералы-концентраторы урана — браннерит и гидротермальные U-Zr минералы; для поздней стадии характерна ассоциация уранинит-гематит. Магнетит присутствует в умеренном количестве, однако в составе главной продуктивной ассоциации, где оксиды Ti и U содержат Fe^{2+} , гематита нет. По сравнению с месторождением-эталонном, где гематит и магнетит встречаются в изобилии, на данном участке образование руд происходило в более восстановительной обстановке. Подобно эталонному объекту на участке Валгалла породы обогащены флюоритом; ранние стадии окolorудных изменений здесь представлены Na-Ca-метасоматитами, за которыми следуют K-метасоматиты, не сопровождающиеся повышенными концентрациями Cu и Au. Авторы предполагают, что оруденение, развитое на участке Валгалла, связано с гранитоидами, на что указывает обогащенность руд F и несовместимыми элементами, а также пространственная корреляция с батолитом Сибела. Для Олимпик Дэм характерны высокие содержания F, присутствие гидротермального циркона в гематитовой брекчии, а также чередование зон, обогащенных U и P3Э, с зонами, богатыми Cu и Au. Вероятно, соединения фтора, продуцированные гранитоидами, сыграли важную роль в обогащении системы типа Олимпик Дэм U и P3Э. Отсутствие накопления Cu и Au в породах участка Валгалла можно объяснить переносом этих металлов в составе хлоридных комплексов.

W.T.Chen, M.-F.Zhou (КНР, университет Гонконга) изучили стадийность рудообразования, состав стабильных изотопов серы молибденита и определили Re-Os методом возраст Fe-Cu месторождения Лала на юго-западе Китая. Лала, одно из крупнейших месторождений типа Олимпик Дэм на территории КНР, входит в состав металлогенической провинции Каньдянь. Запасы руд >200 млн. т при среднем содержании Fe 13, Cu 0,92%. Рудные тела приурочены к нижнепротерозойским вулканогенно-осадочным образованиям. Оруденение развивается по сланцеватости, литологическим контактам и зонам сдвига. Выделено пять парагенезисов (I–V), из них первые три — рудные. Парагенезисы II и III связаны с главными стадиями рудообразования. Образования стадии II — массивные и полосчатые метасоматиты, в составе которых преобладают апатит и низкотитанистый магнетит, стадии III — пропластки сульфидов Fe, Cu и Mo, а также (в подчиненном количестве) магнетит и минералы P3Э. Флюиды стадий II и III отличались повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (от 7,2 до 11,7‰) и $\delta^{34}\text{S}$ (от 0 до 4‰), что указывает на их гидротермально-магматическое происхождение, отличное от флюидов стадии IV с более низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (от 4,1 до 6,7‰) и более широким разбросом значений $\delta^{34}\text{S}$ (от -9,0 до +10,5‰), что характерно для метаморфогенного генезиса. Возраст молибденита III стадии по Re-Os методу оценивается в 1086 ± 8 млн. лет, что близко к установленному для юго-западной территории Китая возрасту внутриплитного магматизма (~1100 млн. лет). Авторы полагают, что большая часть Fe-Cu месторождений в провинции Каньдянь сформировалась именно в условиях обстановки внутриплитного растяжения ~1100 млн. лет назад, хотя на ряде других объектов проявлен метаморфизм IV стадии.

D.Holwell et al. (Великобритания, университет Лестер, международная компания «Xstrata») изложили подходы к объемному изучению структурно-текстурных особенностей руд месторождений типа Олимпик Дэм с помощью рентгеновской томографии высокого разрешения. Полученные результаты использованы для определения генезиса объекта и разработки методов извлечения промышленно ценных компонентов. Рентгеновская компьютерная томография высокого разрешения позволяет оперативно выполнять реконструкцию и трехмерную визуализацию внутренней структуры изучаемых материалов. Метод основан на регистрации разности значений плотности в пределах определенного объема, что вполне соответствует задачам изучения структурно-текстурных особенностей пород и руд, в которых рудные минералы, отли-

чающиеся высокой плотностью, обычно находятся в массе менее плотных силикатных или карбонатных жильных минералов. При трехмерной визуализации с разрешением, достигающим первых микрон, внутреннее строение пород и минералов отображается с высокой точностью и распознается гораздо быстрее и увереннее, чем при использовании только традиционных методов отображения на плоскости. Авторами выполнено трехмерное изучение облика брекчиевых руд месторождения Эрнст Генри типа Олимпик Дэм из рудной провинции Клонкарри (Австралия). В главной зоне рудных брекчий сульфиды находятся исключительно в цементе, тогда как магнетит наблюдается как в цементе, так и в составе обломков. Пирит (продукт ранней фазы) сосредоточен в цементе, халькопирит (продукт поздней фазы) образует выделения неправильной формы, часто приуроченные к контактам зерен пирита, встречается в сростании с магнетитом. Золото, ураноторит и шеелит тесно ассоциируют с пиритом, галенит и барит равномерно распределены в массе цемента. По мнению авторов, зарождение частиц золота происходит вокруг зерен раннего пирита, содержащегося в цементе брекчий; Au и Cu, а также Au и магнетит образуют минеральные ассоциации, обладающие индивидуальными особенностями в отношении их извлекаемости в ходе переработки руд.

M. Jones et al. (Австралия, США, Норвегия, Геологическая служба Австралии, университеты Колорадо и Осло) рассказали об эволюции рудообразующих систем типа Олимпик Дэм в рудном районе Клонкарри, где при геологоразведочных работах открыты два значительных молибден-ренийевых объекта — Мерлин и Кэлман. Мерлин — уникальное Mo-Re месторождение в пределах старого горнодобывающего района, включающего медное месторождение Маунт Доре, разработка которого ведется с 60-х годов XIX в. Рудная минерализация месторождения Мерлин приурочена к субширотно ориентированной зоне сдвига, протягивающейся на десятки километров и маркируемой телами графитовых сланцев. На месторождении Кэлман, расположенном примерно в 90 км к северо-западу от объекта Мерлин, оруденение тяготеет к сбросу Пилгрим — тектонической структуре северо-северо-восточного простирания, прослеженной на несколько сотен километров. Здесь также отмечены графитовые сланцы. Такое сочетание крупной тектонической структуры и графитовых сланцев рассматривается как важный фактор рудообразования. Авторами получены новые Re-Os датировки по пробам из трех скважин с одного профиля протяженностью ~650 м. По трем пробам молибденита возраст месторождения Кэлман оценен в 1,475 млрд. лет, а по одной — 1,560 млрд. лет. Эти результаты сопоставимы с ранее полученными оценками возраста месторождения Мерлин. Как Мерлин, так и Кэлман — долгоживущие рудные системы глубинного заложения. Графитовые сланцы способствовали сосредоточению тектонических нагрузок и локализации зон сдвига и сбросов, являвшихся подводными каналами для рудоносных флюидов.

C.P.N. Moreto et al. (Бразилия, Австралия, университет г. Кампинас) привели результаты геохронологических исследований с использованием методов SHRIMP II и ИСП-МС с лазерной абляцией на объектах типа Олимпик Дэм, расположенных в металлогенической провинции Карахас, Бразилия. Соссега, Бакаба и Кастанья — месторождения типа Олимпик Дэм располагаются в пределах запад-северо-западной зоны сдвига, принадлежащего к структурам так называемого Южного медного пояса — составной части металлогенической провинции Карахас. Месторождение Соссега вмещают гранофировые граниты Соссега (2740±26 млн. лет), граниты Секуэриньо (3010±21 млн. лет), габбро-нориты Соссега (2739±6 млн. лет) и кислые метавулканы Писта (2968±15 млн. лет). Всего в районе по данным геохронологических исследований выделены четыре фазы магматизма (3,0, 2,96, 2,86 и 2,74 млрд. лет). При этом первые три фазы рассматриваются как дорудные. Это вполне вероятно, поскольку месторождения типа Олимпик Дэм сформировались либо в одной, либо в связанных между собой гидротермальных системах, вмещаемых более молодыми образованиями, такими, как гранофировые граниты Соссега, одноименные габбро-нориты и порфиры Кастанья. Фактически фаза магматизма, наступившая 2,74 млрд. лет назад, могла обусловить становление палеогидротермальной системы, породившей месторождения типа Олимпик Дэм, которые составляют Южный медный пояс. Нарушения в земной коре в виде региональных позднеархейских зон сдвига были главными тектоническими элементами, контролировавшими развитие систем типа Олимпик Дэм.

B. Shi et al. (Бразилия, компании «CSA Global», «Avanco») оценили ресурсы объектов типа Олимпик Дэм в металлогенической провинции Карахас (Северная Бразилия). Металлогеническая провинция Карахас в южной части Амазонского кратона — одна из богатейших минеральных сокровищниц мира. Здесь выявлены значительные запасы Fe, Cu, Au, Mn, Ni, МПГ, Al. В сообщении имеется ссылка на результаты геостатистического моделирования (ординарный кригинг), проведенного на месторождениях Антас Норт и Педра Бранка, относящихся к типу Олимпик Дэм.

J.Taheri et al. (Австралия, Управление минеральными ресурсами о. Тасмания) рассмотрели особенности состава и строения железорудного месторождения Сэвидж Ривер (о. Тасмания), обнаруживающего определенное сходство с объектами типа Олимпик Дэм. Магнетитовые рудные тела залегают в глубоко метаморфизованных ферромагнезиальных породах метаморфического комплекса Артур. Разности, непосредственно контактирующие с рудами, принадлежат к аллохтонным образованиям свиты Баури (поздний протерозой) и ограничены двумя крутопадающими сбросами северо-северо-восточного простирания. Эти породы формируют обширные тела брекчий, различающихся по содержанию магнетита и ассоциациям минералов скарнов. Несмотря на то что породы минерализованной зоны сходны с измененными образованиями основного и ультраосновного составов, относительные содержания малоподвижных элементов указывают на формирование руды главным образом в ходе изменений богатых карбонатами пород, переслаивающихся с породами основного состава. Судя по данным изотопии углерода, диагенетический магнетит рудной залежи был основным минералом, который при скарнировании замещался магнетитом ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ от 3,4 до 4,5‰). Изотопный состав серы пирита из рудной залежи ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ от 9,4 до 11,3‰) резко отличается от пирита вмещающих пород ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ от -18 до +0,6‰), поэтому последние не могли быть источником серы рудных залежей. При температуре около 550°C (данные магнетит-ильменитового геотермометра) значения $\delta^{18}\text{O}$ для воды от 8,5 до 14,3‰, находящейся в равновесии с магнетитом, соответствуют результату взаимодействия магматогенного флюида с породами, в которых этот показатель выше (т.е. свойствен осадочным породам). С учетом имеющихся геологических, геофизических и геохимических данных оруденение месторождения Сэвидж Ривер сформировалось до начала периода деформаций. Первоначально оно представляло собой высокотемпературный безводный магнезиально-железистый скарн по богатым карбонатами разностям вмещающих пород, которые впоследствии подверглись субдукции, метаморфизму в условиях высокого давления и тектонической переработке. Рудообразование протекало в течение протерозоя. Данное месторождение — пример крайнего члена ряда месторождений типа Олимпик Дэм, бедного Cu и Au и богатого магнетитом.

Гигантские и супергигантские месторождения (раздел 4). В восьми докладах рассмотрены геотектонические обстановки локализации гигантских и супергигантских порфириновых месторождений, сформированных в широком возрастном диапазоне (от раннего протерозоя до позднего миоцена), охарактеризованы состав и последовательность внедрения магматических образований, минеральный состав, зональность и физико-химические условия образования гидротермально измененных пород.

S.Richards et al. (Австралия, университет Джеймса Кука) необходимым условием формирования гигантских порфириновых месторождений считают наличие крупных палеотрансформных разломов с поперечной ориентировкой относительно глубоководного желоба, образующихся в процессе полого погружающейся (shallow-slab) субдукции. Отмечается, что без таких структур возможно образование только относительно мелких месторождений. В качестве примера приводится факт полного отсутствия гигантских порфириновых месторождений в центральной части западного Пацифика (например, в Японии), где палеотрансформные разломы, ограниченные как по количеству, так и по интенсивности проявления, почти параллельны желобу.

H.Etminan et al. (Австралия) пришли к аналогичному заключению при исследовании кайнозойского вулканического пояса, образовавшегося в результате субдукции и последующей континентальной коллизии. Пояс простирается от Турции до Пакистана и вмещает месторождения мирового класса Сарчешмен и Сунгун в Иране и Реко Диг и Саиндак в Пакистане.

J.Micko et al. (Канада, Австралия) считают, что рудоотложение в крупнейшем по разведанным запасам и прогнозным ресурсам Cu районе Galore Creek, Британская Колумбия (Канада), приурочено к амальгамации в позднем триасе морской островной дуги и Американского кратона, происходившей с проявлением щелочного магматизма.

E.Orovan et al. (Австралия) предполагают существование иной геотектонической обстановки при образовании медно-порфиринового с золотом оруденения района Namosi, (Фиджи). По заключению исследователей, оно совпало с периодом основного тектонического преобразования Юго-Западного Пацифика, в результате которого платформа Фиджи вращалась против часовой стрелки и была фрагментирована. Тектонические дислокации сопровождалась известково-щелочным магматизмом. По составу внедрившиеся, как правило, полифазные интрузивные комплексы представлены диоритами (Wafi-Golpu, Папуа-Новая Гвинея), диоритовыми до кварц-диоритовых порфиритами (Namosi, Фиджи), гранодиоритами (Pebble, Аляска), сиенит-монцонитами (Galore Creek, Британская Колумбия), гранодиорит-порфирами до монцонитов (Sungun, Иран) и кварцевыми монцодиоритами (Aitik, Швеция).

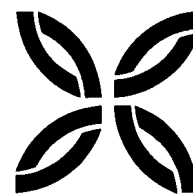
R.Nordin et al. (Швеция) сообщили, что в пределах Cu-Au-Ag порфирового месторождения Aitik раннепротерозойского возраста полифазный интрузив кварцевых монцодиоритов, прорывающий калишпатсодержащие биотит-амфиболовые гнейсы с развитием биотитизации и калишпатизации в зоне эндоконтакта, образует лежачий бок рудной залежи. Главная рудная зона представлена биотитовыми гнейсами, биотитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами, содержащими 2–7% сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин, молибденит). В висячем боку развиты рудоносные полосчатые калишпатсодержащие рогово-обманково-биотитовые гнейсы. С начала отработки (1968 г.) на месторождении добыто 561 млн. т руды со средним содержанием Cu 0,37%, Au 0,2 г/т, Ag 3,6 г/т. Запасы руды на начало 2012 г. оцениваются в 710 млн. т при средних содержаниях Cu 0,25%, Au 0,14 г/т, Ag 2,0 г/т, Mo 29 г/т.

J.Micko et al. (Канада, Австралия) рассмотрели физико-химические условия образования минерализации порфирового типа на примере крупнейшего по разведанным запасам и прогнозным ресурсам (785,7 млн. т руды при содержаниях 0,52% Cu, 0,29 г/т Au) района Galore Creek (Британская Колумбия). Основные ресурсы сосредоточены на месторождении Центральная Зона, представленном вулканогенно-осадочными породами и гидротермальными брекчиями среднего триаса, прорванными комплексом сиенит-монцонитового состава. Сульфиды отлагались в течение ранней золотоносной калиевой и более поздней медьсодержащей известково-калиевой стадий. Наиболее высокие содержания Cu отмечаются в зоне литологического контакта, где изменения в количестве ферромагнитных минералов привели к резкому градиенту окислительно-восстановительного потенциала. Сульфиды в обогащенных центрах характеризуются высокими отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (<17,13‰), предполагающими взаимодействие обогащенных SO_2 -флюидов с Fe^{2+} -содержащими минералами, что увеличивало отношение $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$, приводило к образованию редуцированной серы и осаждению сульфидов.

K.D.Kelly et al. (США, Канада) образование супергигантского порфирового Cu-Au-Mo месторождения Pebble, возраст которого ~90 млн. лет (поздний мел), ассоциируют с одной из скрытых магматических камер, расположенных вдоль окраины реликтового океанического бассейна. Выявлены несколько этапов формирования месторождения: внедрение силлов диоритового и гранодиоритового составов и щелочных плутонов в флишоидные осадки; последующее внедрение гранодиоритового батолита в протяженную зону разломов с развитием контактовых роговиков; внедрение меньших по размеру интрузий того же возраста, с которыми связана ранняя стадия Cu-Au-Mo минерализации; образование гидрослюдистых метасоматитов и перераспределение Cu и Au, а также, вероятно, внедрение интрузий по разлому северо-восточного направления с образованием флюидов, обусловивших широкое развитие аргиллизитов и богатой Cu-Au минерализации. С позднего мела до эоцена при осадконакоплении и магматических процессах накапливалась мощная толща вулканокластических и осадочных пород, сформировавших перекрывающий месторождение чехол.

F.MacCorquodale et al. (Австралия, Папуа-Новая Гвинея): на месторождении Wafi-Golpu контролируемая разломами Cu-Fe сульфидная минерализация сосредоточена в биотит-магнетитовых, иногда с калиевым полевым шпатом метасоматитах, развитых в пределах многофазного интрузивного комплекса диоритов или в его периферических частях. Au-Cu порфировая минерализация скрыта под близповерхностными золотоносными интенсивно проработанными аргиллизитами. Эпитермальная минерализация контролируется разломами и простирается по восстанию до дневной поверхности, распространяясь на площади в несколько квадратных километров. Месторождение содержит >600 т Au и 9,0 млн. т Cu с содержаниями 0,69 г/т и 1,03% соответственно. Установленные гидротермальные изменения и минерализация в ореолах размером 800×400 м прослежены до глубины 1900 м.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



13 мая 2013 г. исполнилось 75 лет **Игорю Федоровичу Мигачеву** — главному научному сотруднику отдела конъюнктуры минерального сырья ЦНИГРИ, доктору геолого-минералогических наук, академику РАЕН и МАМР, заслуженному деятелю науки и техники РФ.

И.Ф.Мигачев — видный организатор отраслевой геологической науки, один из лидеров в области металлогении, прогноза, поисков и геолого-экономической оценки месторождений цветных и благородных металлов. В 1951 г. окончил МИЦМиЗ, работал в Краснохолмской экспедиции Первого главного геологоразведочного управления, ЛОПИ Мингео СССР, НИИалмаз Комитета по автоматизации и машиностроению. В 1964–1978 гг. он — сотрудник ВИМС, с 1978 г. трудится в ЦНИГРИ (с 1989 по 2012 гг. — директор института). В 1973 г. защитил кандидатскую диссертацию, в 1991 г. — докторскую.

В 80-е годы проводил комплексные исследования по оценке перспектив и обоснованию направлений геологоразведочных работ на цветные металлы на территории России. Выполнил серию исследований по морфологической типизации и условиям локализации медно-порфировых месторождений. Занимался проблемами геолого-экономической оценки минерально-сырьевых баз рудных районов и состояния минерально-сырьевого потенциала России в целом. Под его руководством разработана методика комплексной оценки рудных районов с одновременным освоением месторождений различных видов полезных ископаемых и использованием единой инфраструктуры, что обеспечивает существенное повышение экономической эффективности недропользования.

Возглавив ЦНИГРИ в 1989 г., в разгар реорганизации геологической службы страны, И.Ф.Мигачев сумел сохранить кадровый состав, обеспечить стабильную деятельность института, высокую эффективность научно-исследовательских и научно-методических работ. Результаты его практической, научной и научно-организационной деятельности широко известны в России, СНГ, Монголии, Югославии, Венгрии, Чехословакии, Румынии, Германии, Испании, Чили, Венесуэле, США и других странах.

И.Ф.Мигачев — автор более 200 научных работ, в том числе 16 монографий, которые отражают широкий спектр его научно-производственных интересов. Его деятельность отмечена правительственными наградами — орденом Почета Российской Федерации и медалями. Он — лауреат премии Министерства геологии СССР, дважды лауреат премии Правительства Российской Федерации в области науки и техники, награжден Медалью дружбы Демократической Республики Вьетнам, знаками «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», «За заслуги в развитии науки и экономики России» РАЕН, почетными грамотами Мингео СССР и МПР России.

Сердечно поздравляем Игоря Федоровича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, неистощимой энергии, удачи и новых творческих замыслов.



*Коллегия Роснедра
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководи-теля учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов.

2. К статье прилагается справка об авторе (авторах), в которой указываются фамилия, имя, отчество, ученая степень, звание, должность, место работы, адрес для переписки (почтовый), телефон, e-mail каждого автора.

3. Объем статьи — 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Поля страницы — сверху и снизу по 2 см, справа 1 см, слева 3 см. Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляется электронный вариант в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). Текст, таблицы, рисунки помещаются в отдельные файлы. Таблицы должны иметь названия, набираются без сокращения слов (размер 10, один межстрочный интервал). Адрес нашей электронной почты: rudandmet@yandex.ru.

4. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 3.0.

5. Список литературы приводится в конце статьи с нумерацией источников по алфавиту. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы. Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице после списка литературы.

6. Рисунки и другие графические материалы (черно-белые, не более 5) прилагаются в электронном варианте. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала (23×16). Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере (шрифт 8), толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: TIFF — только для фото (*.tif), Corel Draw (*.cdr), Диаграмма Microsoft Exsel (*.xls). 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.

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